

IV. ВУЛКАНИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (продолжение)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНА УКСИЧАН В ПЛИОЦЕНЕ И ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ)

М.Ю. Мартынова¹, В.С. Антипин²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: maria-martynova@fegi.ru

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: region@igc.irk.ru

При петролого-геохимических исследованиях магматических объектов островодужных систем одной из наиболее актуальных задач является разработка комплексных моделей эволюции крупных и долгоживущих вулканических центров в системе «первичные магмы - дифференцированные серии пород - постмагматические процессы». В качестве объекта исследований нами был избран вулкан Уксичан - один из наиболее крупных центров эндогенной активности вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Длительная геологическая история формирования вулкана (плиоцен - верхний плейстоцен - голоцен), присутствие в его строении пород различных геохимических серий (умереннокалиевой, высококалиевой и шошонит-латитовой), современная гидротермальная активность, признаки оруденения и высокая степень геологической изученности территории послужили основой для проведения здесь специальных петролого-геохимических работ.

В геологическом строении вулканического центра выделяются: 1) средний миоцен (?) - нижнеплиоценовый вулканогенный фундамент ($N_1^{2?}-N_2^1$), 2) ранний плиоцен - среднеплиоценовый стратовулкан Уксичан ($N_2^1-N_2^2$), 3) средний плиоцен - раннеплейстоценовый щитовой вулкан Уксичан ($N_2^2-Q_1$), 4) ранний плейстоцен - среднеплейстоценовый кальдера-вулкан Уксичан (Q_1-Q_2), 5) верхний плейстоцен - голоценовый (?) комплекс щитообразных моногенных вулканических построек и шлаково-лавовых конусов ареального типа (Q_3-Q_4) [Огородов и др., 1967, 1972; Стефанов, Широкий, 1980; Антипин и др., 1987; Патока и др., 1987 - фондовые материалы] (рис. 1).

По содержанию щелочей лавы вулкана Уксичан и других вулканических сооружений его территории принадлежат трем петрогеохимическим сериям: умереннокалиевой и ее магнезиальной ветви, высококалиевой (ВК) и шошонит-латитовой (ШЛ) (рис. 2). При этом лишь некоторые разновидности экструзивных пород центральной части кальдеры на диаграмме (SiO_2 - FeO^*/MgO) обнаруживают типично известково-щелочную тенденцию эволюции составов. Все другие вулканыты по петрохимическим признакам принадлежат толеитовому типу. Умереннокалиевый характер имеют вулканогенные породы фундамента, лавы верхнеплейстоцен-голоценовых стратовулканов и ареальных построек, тогда как лавы и экструзии собственно вулкана Уксичан обладают исключительно высококалиевой спецификой.

Высококалиевые лавы и экструзивные породы постройки вулкана Уксичан, а также близкие к ним по составам пирокластические образования, обладают широким спектром парагенезисов минералов: Pl, Ol, Орх, Срх, Fsp, Amph, Bt, TiMt - среди вкрапленников, и Ilm, Ap, Sph - среди микролитов. В умереннокалиевых вулканытах верхнеплейстоценовых и голоценовых постройках района обнаружены только Pl, Ol, Срх, Орх и TiMt. Такие же парагенезисы характерны и для вулканических пород фундамента, среди которых только дациты и риодациты иногда содержат вкрапленники Amph. По петрографическим признакам среди пород собственно вулкана Уксичан выделяются две главные группы: 1) - обладающие порфиоровыми структурами породы лав и экструзий, а именно Mg- и Al-ВК-базальты, ВК-базальты, ВК-андезит-базальты, порфиоровые латиты, ВК-андезиты, ВК-андезит-дациты, трахидациты, ВК-дациты; и 2) - обладающие афировыми и субафировыми структурами лавы и игнимбриты (стекловатые, витрокластические) шошонитов и латитов, кварцевых латитов. К последней группе относятся и стекловатые трахидациты и трахириодациты экструзий, а также некоторые разновидности ВК-базальтов.

Наряду с обычной для дифференцированных известково-щелочных и субщелочных серий тенденцией к снижению содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Sr, Cu, Co, Ni, Cr, V и увеличению концентраций Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Pb, Sn, B, F, Be, Zr, Nb, TR с ростом кремнекислотности пород, для серий вулкана Уксичан отмечаются особенности в поведении ряда компонентов. Так, от ВК-базальтов к ВК-андезитам, шошонитам и латитам наблюдается возрастание концентраций Ti и P, которые с переходом к кварцевым латитам и трахидацитам начинают резко снижаться. ВК-дациты

заклучительного во времени внутрикальдерного экструзивного комплекса в отличие от других пород вулкана с близкой кремнекислотностью, обладают заметно более низкими содержаниями Ti, P, Na, K, Ba, Pb, Sn, Be, F, Zr, Nb и повышенной магниальностью.

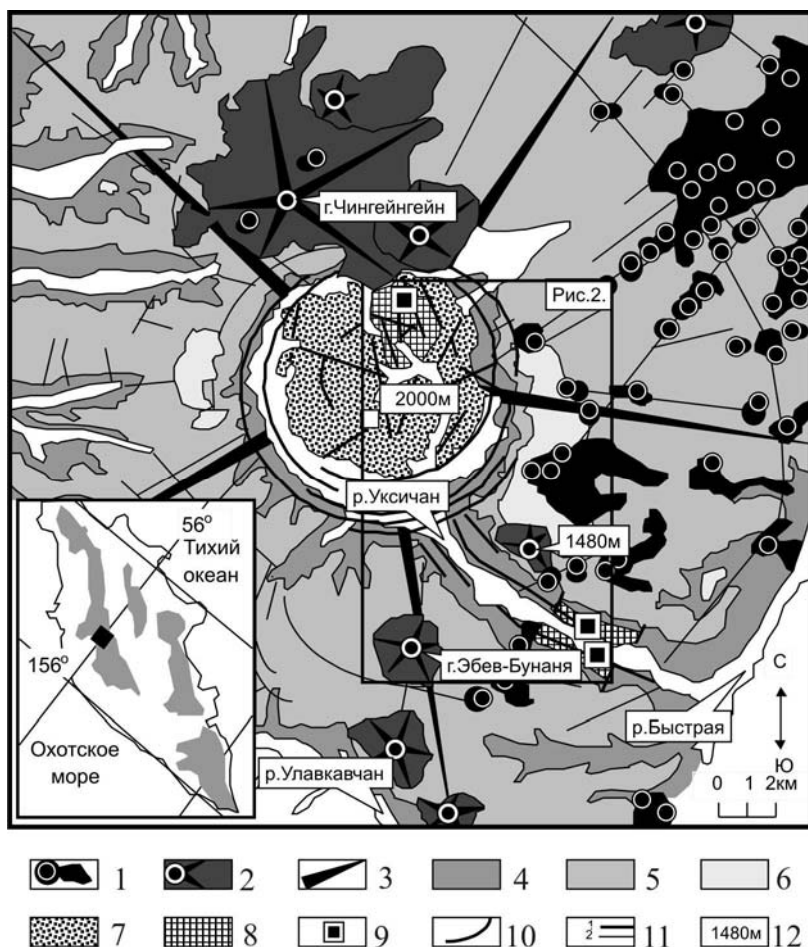


Рис. 1. Схема геологического строения вулкана Уксичан. Схема приводится из работы [Стефанов, Широкий, 1980] с изменениями и дополнениями авторов. Врезка: положение вулкана Уксичан (залитый знак) и вулканических поясов на территории Камчатки. Условные обозначения: 1 - верхнеплейстоцен-голоценовые ? (Q₃-Q₄?) ареальные шлаково-лавовые вулканические конусы; 2 - верхнеплейстоценовые (Q₃) щитовые вулканические постройки; 3 - нижний плиоцен - плейстоценовая (N₂¹-Q₂) постройка вулкана Уксичан; 4 - ранний плиоцен - среднеплиоценовые (N₂¹-N₂²) вулканогенные комплексы; 5 - средний плиоцен - раннеплейстоценовые вулканогенные комплексы (N₂²-Q₁); 6 - ранний плейстоцен -среднеплейстоценовые (Q₁-Q₂) вулканогенные комплексы; 7 - внутрикальдерный экструзивный комплекс; 8 - поздний миоцен - раннеплиоценовый (N₁³-N₂¹) вулканогенный фундамент; 9 - участки эпитермального оруденения; 10 - кольцевые разрывные нарушения кальдеры; 11 - разрывные нарушения кальдеры, грабена долины р. Уксичан и вулканогенного фундамента (1), другие предполагаемые и дешифрированные разрывные нарушения (2); 12 - максимальные и маркирующие абсолютные высотные отметки, наименования горных сооружений и рек.

В целом, все внутрикальдерные экструзии вулкана образуют обособленный ряд составов на уровне ВК-андезитов, латитов и ВК-дацитов в связи с более низкими концентрациями Zp и повышенными Cu. Игнимбриты латитов и кварцевых латитов вулкана Уксичан в отличие от лав имеют отчетливое обогащение калием по сравнению с Rb (K/Rb=720-870, в лавах – 590-650). При переходе от составов трахидацитов к трахириодацитам отмечается тенденция к падению содержаний Ba, Zn и увеличению – Rb.

От плиоценовых к позднеплейстоцен-голоценовым (?) базальтоидам вулканического центра Уксичан последовательно снижаются концентрации K, Na, Rb, Ba, Sr, Pb, Sn, V, F, Be, но возрастают – Mg, Co, Ni, Cr, B. Все изученные образцы показывают геохимические признаки надсубдукционных магм, выраженные в низких содержаниях HFSE (Ta, Nb, Ti) и повышенных относительно MORB концентраций LILE (Rb, Ba, Sr, LREE).

Минералого-геохимических и термобарогеохимических исследования дают основание считать, что высококалиевые и субщелочные шошонит-латитовые серии были сформированы в процессе кристаллизационной дифференциации магм, близких по составу глиноземистому ВК-базальту, а серия пород вулканогенного фундамента связана с эволюцией низкокалиевых базальтовых расплавов повышенной магнезиальности. Об этом свидетельствует составы расплавных включений в плагиоклазах ВК-базальтов начальных стадий развития центра (стратовулкан), близких по геохимическим признакам к шошонитам и латитам более поздней, щитовой стадии развития вулкана. При этом составы стекол включений отличаются несколько более высокими содержаниями фосфора и, иногда, титана, что связано с накоплением Р и Тi в магмах на стадии образования шошонитовых и латитовых расплавов - позднее расплавы обедняются этими компонентами в результате массовой кристаллизации и отсаждения апатита и титаномагнетита. Низкокалиевый характер расплавных включений в базальтоидах фундамента согласуется с общим химизмом проявленных здесь серий пород и свидетельствует об определенной эволюции магмообразования во времени. Оценка возможности реализации процессов кристаллизационной дифференциации при формировании серий пород вулкана Укисчан подтверждена также расчетами балланса масс.

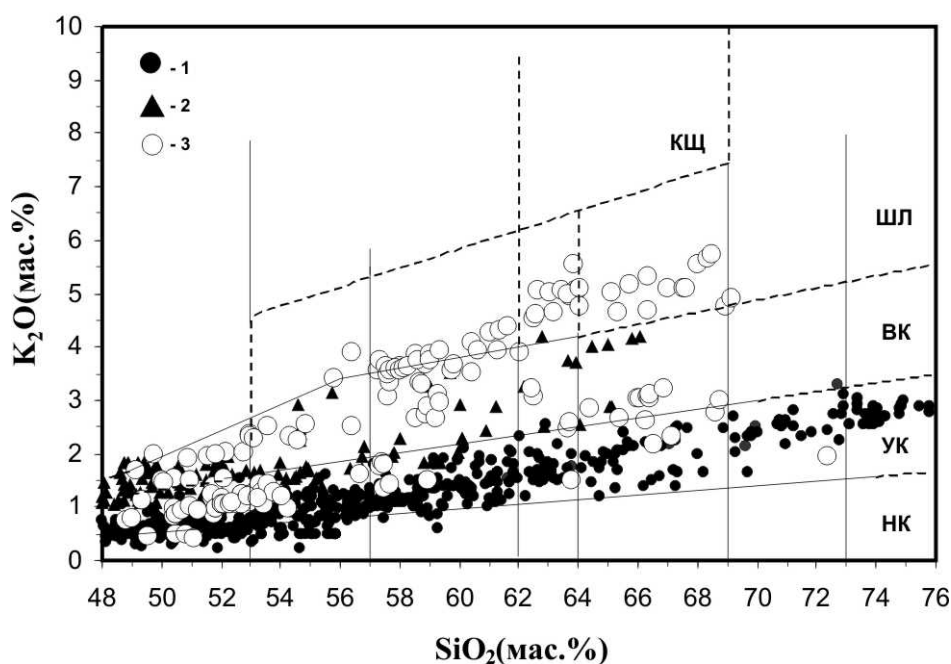


Рис. 2. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 для серий пород вулкана Укисчан и модельных вулканических структур Восточной и Южной Камчатки. Условные обозначения: 1 - составы пород Гамченской вулканотектонической структуры (Восточная Камчатка), 2 - составы пород вулкана Большая Ипелька (Южная Камчатка), 3 - составы пород вулкана Укисчан и других вулканических сооружений его территории.

Модель формирования магматических расплавов и дифференцированных серий пород вулкана Укисчан предполагает прямую связь процессов магмообразования с этапом развития современной плиоцен-четвертичной островодужной структуры Камчатки. Высококалиевый характер вулканических пород находится в соответствии с тыловым расположением района в структуре поперечной петрогеохимической зональности. Условиями возникновения магм повышенной калиевой щелочности в данном случае считаются: (1) высокая степень насыщенности некогерентными элементами магмообразующих гидратированных флюидов, поступающих на верхние горизонты мантии в зону плавления мантийного субстрата; (2) высокая степень метасоматической переработки субстрата и низкие степени его плавления по сравнению с условиями образования умеренно-калиевых известково-щелочных магм. Наследование геохимических характеристик изученных эффузивов, от ВК-базальтов до кварцевых латитов с одной стороны и от ВК-базальтов до трахириодацитов с другой, а также выполненные массбалансовые расчеты, показывают, что составам первичных магматических расплавов отвечают глиноземистые высококалиевые базальты. В процессе кристаллизационной дифференциации этих расплавов произошло образование серий пород вулкана из двух промежуточных магматических камер. Поступление базальтового расплава в менее глубинную камеру и его последующая эволюция явились

причиной образования ряда пород «ВК-базальт - ВК-андезито-базальт - порфиновый латит - трахидацит – трахириодацит». Позднее была образована более глубинная камера, в пределах которой ВК-базальтоидные расплавы дифференцировали в направлении «шошонит - латит - кварцевый латит». Попеременные извержения расплавов из двух разноглубинных камер явились причиной переслаивания лав различных генетических групп на поздних стадиях развития вулкана и образования комплекса внутрикальдерных экструзий смешанного происхождения. Формирование более поздних по отношению к вулкану Уксичан умеренно-калиевых глиноземистых базальтов в верхнем плейстоцене и умеренно-калиевых магнезиальных базальтов в заключении развития центра свидетельствует о заглужении во времени очагов магмообразования в районе в область менее метасоматизированного мантийного субстрата на фоне процессов растяжения. Сокращение объемов поступающих магм и их более «примитивный» состав указывают на продвижение области магмообразования в менее деплетированную область мантии. Магнезиальные магмы ареального этапа вулканизма в районе фиксируют завершение магматической эволюции крупного цикла эволюции современной островодужной системы Камчатки, по крайней мере, в ее тыловой части.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №07-05-00959_a и проекта ДВО РАН №09-3-В-08-457.

Список литературы

Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А., Огородова А.С. Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки. -В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука. 1967. С. 93-111.

Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.

Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. 104 с.

Антипин В.С., Вольнец О.Н., Перепелов А.Б., Патока М.Г., Успенский В.А. Геологические соотношения и геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 72-81.

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ: ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ СЕГМЕНТАЦИИ

Ю.В. Миронов

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва,
e-mail: mironov@sgm.ru

Зона сочленения Евразии с Тихим и Индийским океанами – классический регион развития островодужного магматизма. Здесь выделяются внешний и внутренний Западно-Тихоокеанские пояса островных дуг и Зондский островодужный пояс, формирующийся над зоной субдукции со стороны Индийского океана. Ранее было показано, что эти пояса заложены на различных мантийно-коровых субстратах и вследствие этого имеют свои особенности не только в первичном составе магматических расплавов и характере их дифференциации, но и в эволюции магматизма [Миронов, 2006]. В данной работе рассмотрены особенности тектономагматической сегментации этих поясов с упором на анализ соотношений изотопных и петрохимических характеристик состава вулканитов. Первичные данные о составе вулканитов (более 12 тыс. анализов), в основном, заимствованы из базы данных GEOROC, размещенной в Интернете: (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>).

Во внешнем поясе островных дуг Тихого океана преобладают энсиматические дуги. Основную дисперсию изотопного состава вулканитов в них определяет смешение «плюмового» (?) компонента F [Рундквист и др., 2000; Mironov et al., 2000] и деплетированной мантии (DM). При этом в пределах данного пояса можно выделить протяженные южный и северный сегменты, разделенные широкой приэкваториальной зоной сдвиговых дислокаций. В пределах каждого из двух звеньев наблюдается закономерное понижение величин $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с юга на север (рис. 1). Это свидетельствует об увеличении в том же направлении степени вовлечения в магмогенез деплетированной мантии относительно резервуара, отвечающего по составу компоненту F. Изменение изотопного состав свинца сопровождается изменением величин петрохимических параметров. Однако корреляция между изотопными и петрохимическими параметрами в южном и северном звеньях иногда прямо противоположна по знаку. Так, например, в южном звене при понижении $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в северном направлении понижается общая щелочность, увеличивается FeO^*/MgO , что свидетельствует об увеличении доли «сухих» толеитовых расплавов, и несколько возрастает кремнекислотность наиболее примитивных их разновидностей. В северном звене наблюдается скорее обратная картина. На этом фоне выделяются породы островов Ниуатоупату и Тафахи (северное окончание дуги Тонга). Они имеют весьма специфический состав, который отвечает квазибинарной смеси компонента F и высокоурановой мантии (HIMU). Следует подчеркнуть, что весь диапазон вариаций состава вулканитов в энсиматических дугах не выходит за пределы петрохимических рядов пониженной и нормальной щелочности.

На фоне общего направленного пространственного изменения изотопного состава свинца вулканиты отдельных коротких сегментов внешнего пояса (Новая Зеландия, Хонсю-Хоккайдо), заложенных на древней континентальной коре, отчетливо обогащены радиогенным стронцием (компонент EM2). В то же время магматические породы Камчатки, сформированные на относительно молодой континентальной коре в силу длительного периода полураспада изотопов этого элемента, не отличаются по изотопному составу от вулканитов энсиматических дуг. Вулканические комплексы энсиматических островных дуг характеризуются обилием дифференциатов среднего и кислого состава, а также несколько повышенной щелочностью. Вулканические комплексы Камчатки в целом по щелочности сходны с комплексами типичных энсиматических дуг, но отличаются от них относительно слабым развитием дифференциатов.

Внутренний Западно-Тихоокеанский пояс ответвляется от внешнего пояса в районе острова Хонсю и затем протягивается в южном направлении вдоль восточной окраины Евразии через Кюсю, Рюкю, Лусон и Хальмахера. Относительно изолированное звено этого пояса представляет собой островная дуга Сулавеси, которая расположена ближе к континенту, чем дуга Хальмахера, и отделена от последней котловиной Сулавеси. Практически на всем протяжении внутреннего пояса вулканиты по изотопному составу отвечают узкому интервалу смеси F и EM1 (вещество нижней континентальной литосферы) с преобладанием компонента F. Здесь резко преобладают непрерывнодифференцированные известково-щелочные комплексы.

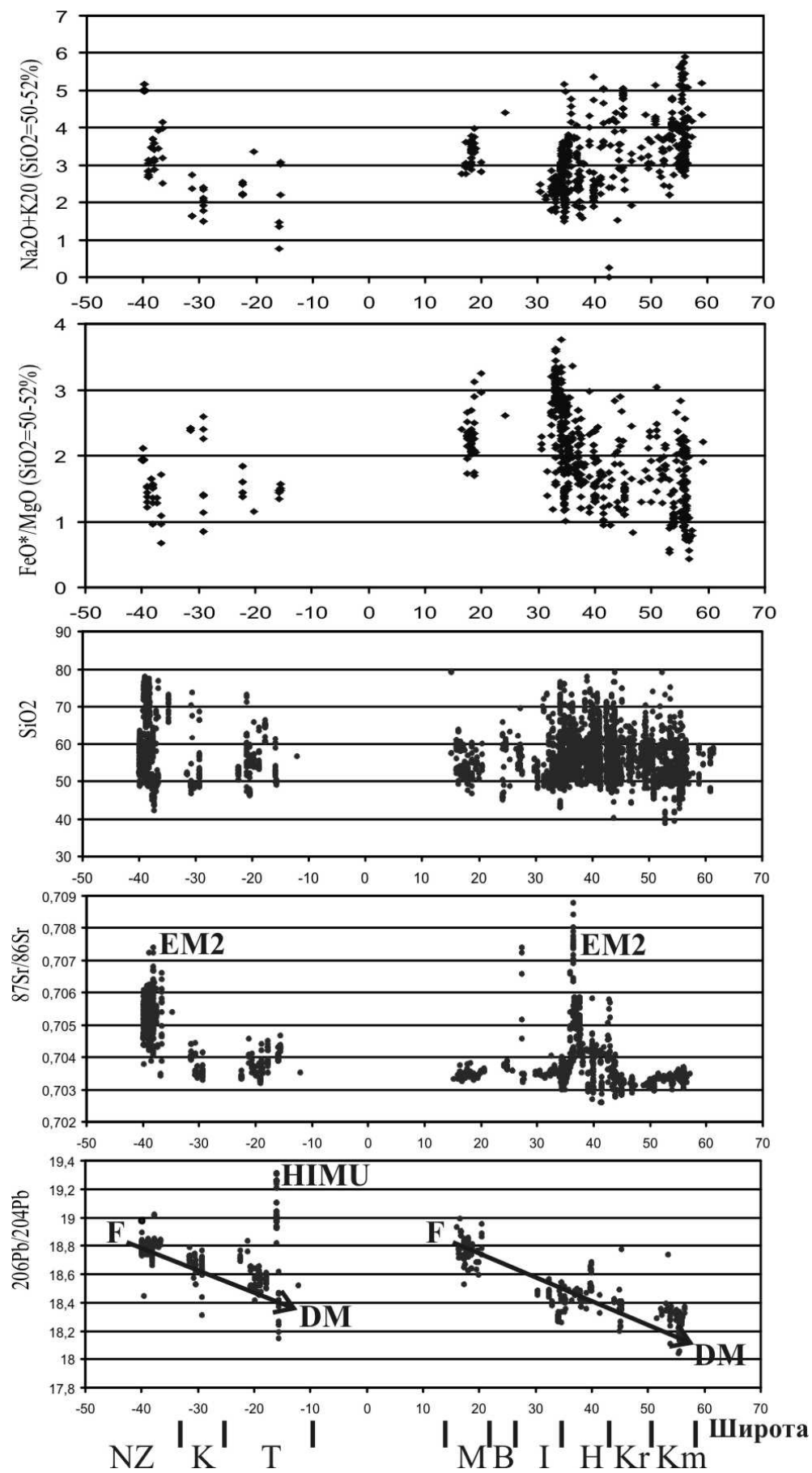


Рис. 1. Вариации состава четвертичных вулканитов по простиранию Западно-Тихоокеанского внешнего пояса островных дуг (NZ – Новая Зеландия, К – Кермадек, Т – Тонга, М – Марианская дуга, В – Бонин, I – Изу, Н – Хонсю-Хоккайдо, Кр – Курилы, Км – Камчатка).

Лишь на окончаниях внутреннего пояса (дуга Сулавеси – на юге и острова Оки-Дого вблизи Кюсю – на севере) фиксируется обогащение веществом верхней континентальной коры (EM2) и в значительных количествах появляются субщелочные и даже щелочные породы.

В пределах Зондского пояса с запада на восток выделяют следующие островные дуги: Суматра, Сунда, Банда. В целом пояс имеет субширотное простирание, но на востоке он резко изгибается, и восточный сегмент дуги Банда вытянут в субмеридиональном направлении. Основная дисперсия Sr-Nd-Pb изотопного состава вулканических пород этого пояса может быть объяснена смешением компонентов F и EM2 (рис. 2). В характере изменения изотопных характеристик вдоль простирания Зондского пояса в целом существует определенная симметрия. Центр этой симметрии находится в районе острова Сумбава, который расположен в центральной, наиболее выпуклой в сторону Индийского океана части пояса. Здесь же происходит резкое изменение угла падения и глубины проникновения зоны Бенъофа [Гатинский и др., 2000]. К западу и еще более резко к востоку от острова Сумбава наблюдается закономерное возрастание величин $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое свидетельствует об увеличении доли компонента EM2. Параллельно с возрастанием доли компонента EM2 от острова Сумбава к периферийным частям Зондского пояса возрастает кремнекислотность пород. Из этой закономерности выпадает субмеридиональный сегмент дуги Банда, вулканы которого по изотопному составу близки породам западной части дуги Сунда и отвечают практически чистому компоненту F.

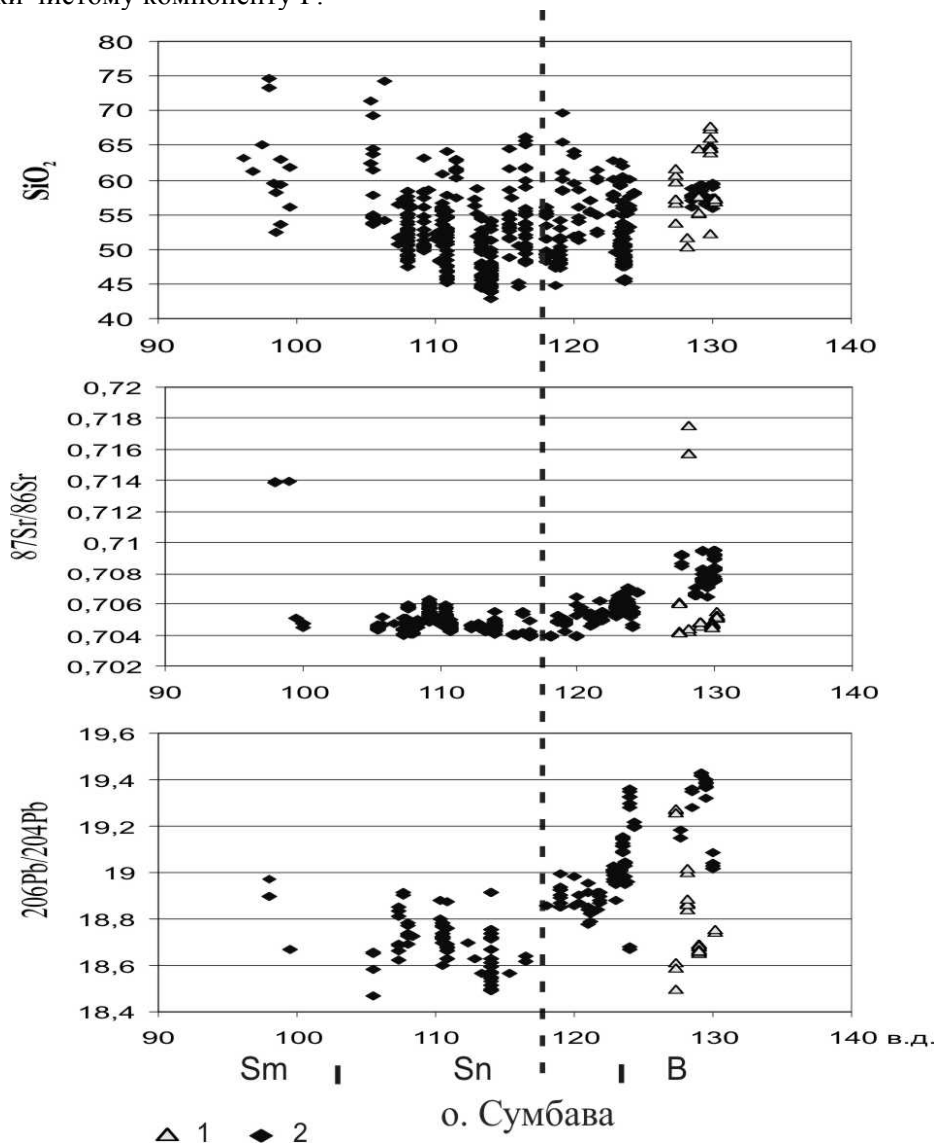


Рис. 2. Вариации кремнекислотности и изотопных параметров состава четвертичных вулкаников вдоль Зондского островодужного пояса. 1-2 – составы вулкаников (1 – Банда, субмеридиональный сегмент, 2 – другие дуги). Sm – Суматра, S – Сунда, B – Банда.

В отличие от внешнего и внутреннего поясов островных дуг Тихого океана в Зондском поясе вулканиды, обогащенные изотопным компонентом EM2 (Суматра и субширотный сегмент Банда), характеризуются не повышенной, а наиболее низкой для энсиалических дуг щелочностью. Значительная же часть вулканидов дуги Сунда, которые практически лишены компонента EM2, напротив, представлена субщелочными и даже щелочными породами. В то же время, вулканиды субмеридионального отрезка дуги Банда, близкие по изотопному составу вулканидам дуги Сунда, обладают такой же низкой щелочностью, как и породы Зондского пояса с высокой долей компонента EM2. Это может свидетельствовать о том, что из вещества континентальной литосферы могут выплавляться не только щелочные расплавы, но и расплавы нормальной щелочности, а также о том, что за последние 1,2 млрд. лет в данном регионе продолжались процессы формирования новых источников щелочного магматизма, которые не успели отразиться в составе долгоживущих изотопов.

С учетом ранее проведенных исследований [Миронов, 2006] можно сделать вывод, что рассматриваемые островодужные пояса, заложенные на разных мантийно-коровых субстратах, не только существенно различаются составом вулканидов, но и имеют свои особенности тектоно-магматической сегментации, а также взаимосвязи изотопных и петрогеохимических параметров, которые, вероятно, в значительной степени определяются особенностями и вариациями геодинамического режима.

Список литературы

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // ВЕСТНИК ОГГГГН РАН (электронный научно-информационный журнал). 2000. № 2(12). Т.1 “Науки о Земле на рубеже веков” (*URL*: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin).

Миронов Ю.В. Особенности островодужного вулканизма на различных мантийно-коровых субстратах // Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. I. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. С. 238-242.

Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В. и др. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // ДАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 223-226.

Mironov Yu.V., Rhyakhovskii V.M., Pustovoi A.A. Sr-Nd-Pb Isotopic Zoning in the World Ocean and Mantle Plumes // *Geochemistry International*. 2000. Vol. 38. Suppl. 1. P. 20-27.

ВУЛКАНО - ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕОСТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО САЯНА

Е. П. Миرونюк

Всероссийский научно-исследовательский институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург,
e-mail: vera_bystrova@vsegei.ru

Предметом изучения являются структурно-тектонические парагенезисы палеоген-голоценового базальтового магматизма верхней части земной коры в Большесаянской горной стране, которая охватывает главное водораздельное пространство Енисея и Селенго-Байкало-Ангарской озерно-речной сети. Именно здесь располагается краевой район Южно-Байкальской вулканогенной области с многостадийным формированием магматических очагов двух крупных этапов: олигоцен – раннемиоценового и плиоцен - голоценового [Ярмолюк, Коваленко, 1990]. Эта территория относится к системе рекуррентного Саянского сводово-глыбового поднятия пятого фанерозойского орогена на этой территории, реперная поверхность которого сформирована раннепалеогеновым пенепленом, сохранившимся хорошо на Саянском своде до высоты 1300 м и значительно хуже на Бирюсинском крыле и во внутренних районах свода (1800 – 2000 м). На крайнем юге в Болнайском горсте Хангайского свода следы этой поверхности обнаружены на высотах 2500 м [Селиванов, 1972]. Самыми молодыми допенепленовыми структурами являются юрские, которые широко распространены вдоль северного фаса поднятия, и встречаются в мелких редких фрагментах в его центральных районах. Поверхность доюрского выравнивания поднята там до высот соответственно 300 – 1100 м и 1200–2000 м. Верхний уровень является кое-где унаследованным кайнозойскими лавами.

Рассматриваются *in facto* интегральные региональные неоструктуры длительного развития и особенно те из них, которые определяют локализацию инъективно-вулканогенных образований в целостной геологической среде с привязкой современных границ неоструктур на земной поверхности в центральной проекции (рис. 1). Главная геометризованная структура сводово-глыбового поднятия определяется конфигурацией базисной поверхности, приближенной на севере к уровню базиса оз. Байкал и региональной изобазой в 1400 м хорошо оконтуривающей высокоподнятое ядро поднятия. Главными современными структурными элементами этой поверхности являются горсты, формирующие грубую ортогональную сеть из осевых и рядовых элементов, в ячейках которых размещаются котловины, впадины, крупные грабены и магмато-глыбовые блоки. Строение этой сети определяют два типа систем горстов: линейных двух направлений (СЗ Восточно-Саянского или Алтайского и субширотного Тункинского) и связующей их S-образной Большесаянской, занимающей особое место в локализации магматизма. Внутреннее строение таких структур, как правило, неоднородное, дискретное по крупномасштабным структурным элементам. Краевые разломы горстов распознаются по геолого-морфологическим признакам и представлены простыми или комплексными структурными парагенезисами. Помимо прямолинейных границ часто наблюдаются «угловатые», что характерно для кинематики регионального растяжения косоугольного продольнодвиговому. По положению с структуре сводов выделяются осевые горсты и рядовые. Горсты по максимальным амплитудам слабо отличаются друг от друга, так осевые горсты имеют средние высоты 2900 – 3200 м, а рядовые до 2700 – 3200 м. На характер сохранности разломов сильно влияет их возраст и глубина ледниково-эрозионной переработки.

Котловинами определены простые и вулканоглыбовые погружения с площадями наиболее крупных из них 26000 – 13000 км². Котловины полузамкнутые, некомпенсированные по причинам кратковременного и децентрализованного функционирования озер и ледников при речном транзите обломочного материала, в результате чего суммарная мощность осадков не превышает 100 – 150 м [Борисов, Минина, 2002]. Мощности такого же порядка сопровождают крупные грабены (Хубсугольский, Дархадский и Бусийнгольский), чем они принципиально отличаются от рифтовых грабенов. Поэтому далее при ссылке на амплитуды тектонических движений они не принимаются во внимание. Не исключено, что подобные структуры являются остаточными, самыми ранними или запаздывающими по отношению к более скоростным поднятиям смежных горстов, вместе с которыми они образуют иногда устойчивые тектонопары. Контрастность таких тектонопар определяется сейчас относительными вертикальными амплитудами в большом диапазоне колебаний (850 – 2900 м) при отсчете от

уровня древнего пенеплена, что подчеркивает асинхронность и различный механизм их автономного формирования.

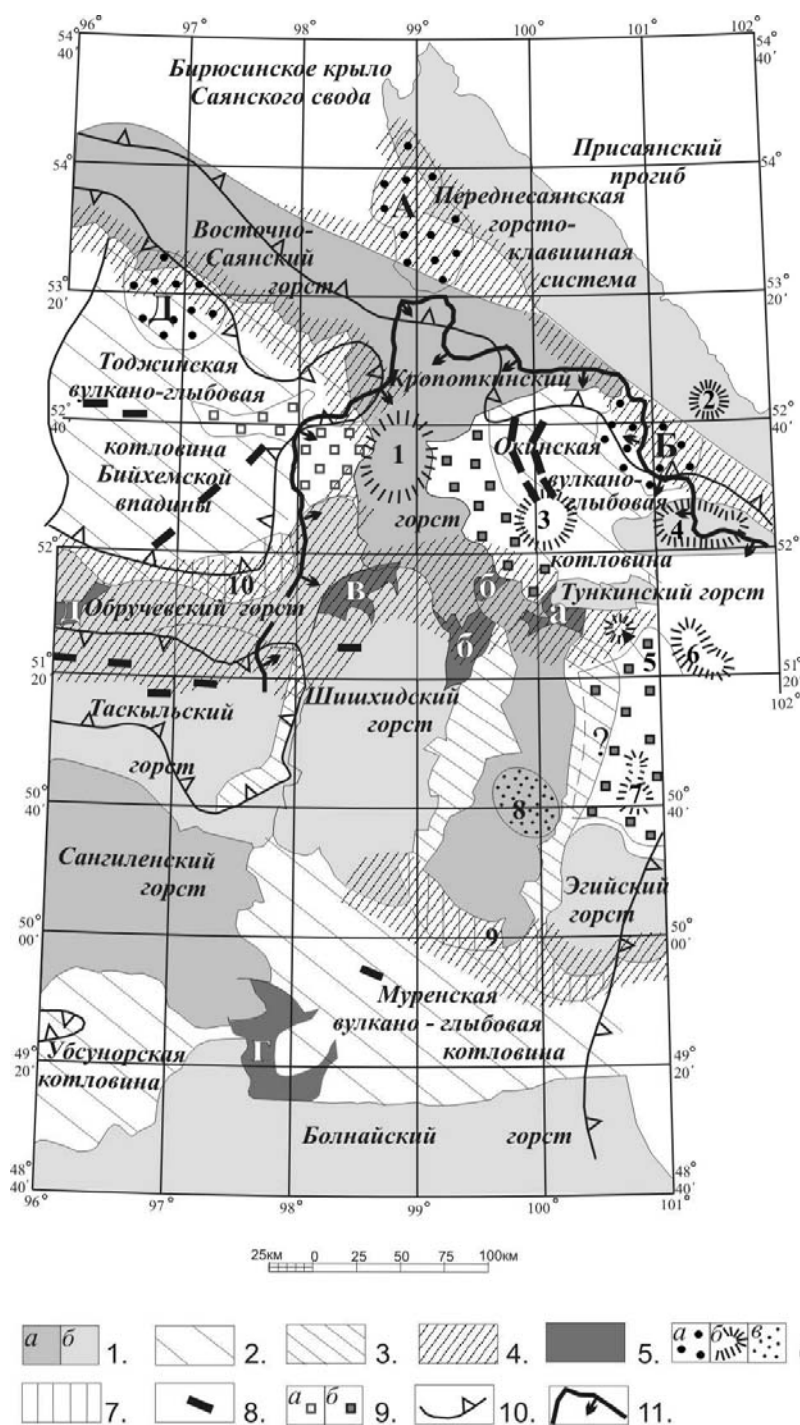


Рис. 1. Схема размещения вулканотектонических неоструктур Большесаянского региона (сост. Е.П.Миронюк, 2009 г.) 1. – горсты: а-осевые высокоамплитудные, б-рядовые; 2. – котловины вулканоглибовые; 3. – грабены крупные; 4. – сбросо-сдвиговые зоны магматоконтролирующие; 5. – межгорстовые перемычки вулканотектонические (а - Хубсугул-Тункинская, б – Сархой-Хубсугульская и Обручевско-Шишхидская, в – Сангилено-Болнайская, г – Кагжербинская). Магматоглибовые структуры (6-7): 6. – центрального типа высокоамплитудные: а-политипные (А – Алхадырская, Б – Большебелая, Д – Даштыгская), б – купольно-кольцевые (1-Истокоенисейская, 2-Ерминская, 3-Боксонская, 4-Китойская, 5-Ханхская, 6-Хэвендульская, 7-Булнайаршанская), в – неполнокольцевые (8-Арсайнгольская); 7. – краевых грабенов малоамплитудных (9-Эрхельских, 10-Серлигхаинских); 8. – раздвиги локальные магматические; 9. – лавовые плато: а-аккумулятивное (плиоцен-голоценовое) Западно-Тувинское, б-скульптурные (кайнозойские). 10. – изобазы 1400м; 11. – северная градиентная граница Центрально-Саянской области максимального разуплотнения земной коры (предполагаемая кровля астенолита).

Основными магматогенными неоструктурами являются лавовые базальтовые плато и генерирующие их магмоводы, разноранговые магмато-глыбовые структуры и частично локальные раздвиги магматические. Все лавовые плато котловин с длиной стока не более 100 км, вне зависимости от характера обнаженности (скульптурные, аккумулятивные), залегают на погребенном мелкогогорье с усредненными максимальными превышениями для каждого из них в 2500 м (Прихубсугульское), 2300 м (Западно-Бурятское) и 2000 м (Восточно-Тувинское). Характер их залегания довольно разнообразный и подчеркивает асинхронный дифференцированный пульсационный характер тектонических движений. Восточно-Тувинское плато наклонено вовнутрь Тоджинской котловины, Западно-Бурятское плато – вовне Окинской котловины, а Прихубсугульское представляет асимметричный вал, длинное крыло которого погружено под воды Хубсугульского грабена. Вертикальная амплитуда таких уклонов достигает 1000 м. Магмато-глыбовые неоструктуры подразделяются на два типа: центральный высокоамплитудный (состоит из рядовых и политипных элементов) и грабеновый малоамплитудный. Все они представлены склоновыми реликтами лавовых потоков и покровов, иногда со следами денудированных даек и жил, вершинные покровы встречаются реже. Рядовые элементы центрального типа являются купольно-кольцевыми с разноориентированным падением довулканической поверхности и имеют площади в градации (км²) 1250 – 700 – 300 – 150, вертикальная амплитуда стока лав составляет 500 – 800 м, максимальные абсолютные высоты превышают 2400 м (до 3000 м), только на севере понижаются до уровня 2100 м. Политипные магмато-глыбовые неоструктуры центрального типа представляют сильно разрушенную систему рядовых неоструктур в той или иной мере деформированных, со сбросовыми обрушениями, и дуговыми разломами вместе с разломами иной ориентировки. Их абсолютные высоты колеблются в широких пределах, отмечаются стоки лав в долину Уды на низкие уровни до 900 м. Несколько особняком стоит Хэвэндзалуская неоструктура с купольной безвулканической вершиной, у подножья которой начинается сток лав Прихубсугульского плато. К особому виду также относится неполнокольцевая, унаследованная Арсайгольская неоструктура Хубсугульского горста, открытая к востоку с мелкими выходами базальтовых лав. Грабеновые малоамплитудные магмато-глыбовые неоструктуры являются унаследованными и представлены небольшими покровами и потоками, размещенными в мелких грабенах вдоль северо-восточных границ Муренской вулcano-тектонической котловины. Локальные магматогенные раздвиги приурочены к склонам и вершинам внутрикотловинных горстов, а иногда и днищам этих котловин, и служат источником плохо сохранившихся лавовых потоков.

Особой категорией магмоконтролирующих структур являются сбросо-сдвиговые зоны разнонаправленные длительного развития. Северо-западные (Восточно-Саянские) направления имеют зоны Урдаокинская с Утхумской бифуркацией, Кижихемская и Северо-Муринская. Центральная сбросо-сдвиговая зона является субширотной, продолжающей к западу «тункинское» направление. Эти зоны состоят из малых структур разных морфокинематических типов и ориентировок по отношению к основному разлому. Малыми структурами являются микрограбены, микрогорсты, иногда сопровождающие их базальтовые магмоводы, которые по отношению к основному разлому могут быть продольными, поперечными или диагональными. По простиранию сбросо-сдвиги иногда расщепляются, либо сменяются участками стыков горстов с разными типами окончаний, определяемых, по-видимому, разными источниками (сдвиги простые или чистые, трансформные разломы, сбросы и т.д.). Именно такие участки отнесены к категории вулcano-тектонических межгорстовых перемычек и представлены комбинацией базальтовых магмоводов, щелевидных и клиновидных грабенов, мелких горстов, расчленяющих Большесаянскую систему осевых горстов и расклинивающих Обручевский горст почти до Енисея. Условно к перемычкам такого характера можно отнести Тэголскую, расчленяющую горсты Сангиленский и Болнайский, где сохранилось небольшое лавовое плато (80 км²), магмоводы которого расположены у горстовых границ, а общая тектоническая позиция указывает на шарнирное строение малоамплитудного Тунамалского грабена среди прилегающей с востока послеозёрной равнины.

Несмотря на общую повышенную сейсмичность региона, наблюдаемые аномалии высокой плотности эпицентров землетрясений почти не коррелируются с вулcano-тектоническими неоструктурами. Исключением являются структуры обрамления Окинской котловины, южного обрамления Тоджинской котловины, а также две площади у северной и южной оконечностей Хубсугульского грабена. Косвенно это может свидетельствовать о

древности низкосейсмичных вулcano-тектонических неоструктур, например, Сангилено-Болнайской вулcano-тектонической перемычки, тем более что Азасский грабен с современным вулканизмом [Ярмолюк, 2001] является высокосейсмичным. Еще более независимо размещение тепловых аномалий, охватывающих всю территорию вплоть до г.Тайшет на севере.

Северная высокоградиентная граница области максимального разуплотнения земной коры (рис. 1) хорошо локализует магмоцентр максимального проявления вулканизма в течение обоих этапов его функционирования. Такой громадный магмоцентр располагается в зоне влияния Большесаянской горстовой системы и, по-видимому, является продуктом разрядки сбросо-сдвиговых деформаций, умеренно дифференцированных в пространственно-временных координатах. Подвижки по сдвигам субширотного и СЗ – ЗСЗ направлений, вероятно, обеспечивали условия для заложения трансенсивных полей и служили причиной выхода на поверхность магмоводов. Наиболее крупные из них могли развиваться в горизонтальном направлении путем магматического расклинивания при крутом залегании, хотя оно и неизвестно. Поэтому прямая транспозиция на глубину современных выходов магмоводов невозможна и требует дополнительной обработки. Такое заключение согласуется с выводами о субгоризонтальном простираии осей растяжения, полученными при региональном анализе современного напряженного состояния земной коры этого региона [Леви, Шерман, 2005]. Представляется, что рассматриваемая сводово-глыбовая область не должна включаться в состав Байкальской рифтовой области.

Список литературы

Борисов Б. А., Минина Е. А. Корреляция ледниковых и вулканических событий квартера Тувы // Регион. геол. и металлогения, 2002. № 15. С. 37–44.

Леви К. Г., Шерман С. И. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии // Новосибирск, Изд. СО РАН, 2005. С. 297.

Селиванов Е. И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М.; Недра, 1972. С. 296.

Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. и др. Южно-Байкальская горячая точка мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // Докл. АН СССР, 1990. Т. 312. № 1. С. 187–191.

Ярмолюк В. В., Лебедев В. И. и др. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология, 2001. № 3. С. 3–32.

ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ ГЛУБИННЫХ НАДВИГОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: oparfenuk@mail.ru

Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования орогенных комплексов и позволяет понять разнообразие температурных условий и связанного с ним вулканизма в областях, испытывающих деформации под действием горизонтальных сжимающих напряжений и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок. Результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры в процессе формирования поднятий, получены в условиях реологически расслоенной литосферы.

Изучение природы глубинных процессов, определяющих эволюцию континентальной коры, связано с косвенным (опосредованным) характером большей части геолого-геофизических данных, поскольку средняя и нижняя кора недоступна для прямых исследований. В этом отношении эродированные области коллизионных структур, характеризующиеся выходами на поверхность метаморфизованных пород с метками палеодавлений и палеотемператур вплоть до нижней и средней коры, служат неоценимым источником информации и создают основу для геодинамического моделирования возможных процессов эволюции тектоносферы Земли. Структуры различного возраста с наблюдаемыми на поверхности глубинными породами найдены практически во всех частях мира: Лапландский Гранулитовый пояс Балтийского щита, пояс Лимпопо в южной Африке, зона Ивреа в северной Италии, массив Масгрейв в центральной Австралии, зона Капускейсинг Канадского щита, окружение Паннонского бассейна – Карпаты, Альпы, Динариды и др.

Наиболее ярко выраженная особенность поясов тектоно-термальной переработки заключается в их сходстве в глобальном масштабе. Исследования выявили следующие существенные черты, присущие коллизионным структурам.

1. Деформации древних метаморфических комплексов протекали в условиях значительного влияния гранулитового метаморфизма. Интенсивность деформаций во много раз превышает обычную интенсивность деформаций неметаморфических толщ и проявляется крайне неравномерно.

2. В связи с большой величиной напряжений в результате деформаций возникали сильно сжатые складки, которые нарушались на следующих этапах системой разрывов.

3. В строении поясов тектоно-термальной переработки доминирующую роль играет покровно-надвиговая тектоника и горизонтальные деформации в обстановке сжимающих напряжений. Господство обстановки стресса выражается на минеральном уровне в виде вытянутости зерен формирующихся минералов и переориентировки первично-горизонтальной полосчатости в крутую субвертикальную. В результате происходит значительное латеральное сокращение коры и увеличение ее мощности.

4. Широкое развитие горизонтальных и наклонных движений блоков земной коры вызывает резкие нестационарные нарушения теплового режима и теплового потока, что приводит к созданию условий для частичного плавления, образования гранулитов и внутриплитного вулканизма.

Фундаментальные общие черты строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии - присутствие высокометаморфизованных пород, выведенных на поверхность и обнаженных в результате эрозии, положительные гравитационная и магнитная аномалии, часто значительное утолщение коры непосредственно под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная расслоенность и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В

ходе формирования поднятий при активизации движения по разлому один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приведут к обнажению на поверхности пород нижней коры.

Напряжения на границах плит могут передаваться на большие расстояния и вызывать тектонические нарушения и деформации внутри плит. Геологические записи содержат примеры внутриплитных деформаций, локализованных далеко от активных границ. Один из таких примеров – структурная зона Капускейсинг провинции Сьюпериор Канадского щита, где горизонтальное сокращение коры произошло примерно 1,9 млрд. лет назад внутри стабильного кратона без каких бы то ни было следов деформаций в ее окружении [Percival, West, 1994; Petru et al., 2006]. Раннепротерозойская аккреция архейских террейнов, сочлененных по коллизионным зонам, привела к образованию Сибирского кратона. Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита - другой пример структуры докембрия (1,8 – 1,9 млрд. лет назад) с сохранившимися корнями коры. На современной поверхности эрозионного среза коллизионные зоны террейнов отражают уровень средней и нижней коры, выведенной на поверхность и эродированной на постколлизионной стадии, когда верхняя кора, включая выплавленные и внедренные в верхнюю кору гранитоиды, была полностью эродирована, и началось формирование рифей-фанерозойского чехла платформы [Розен, Федоровский, 2001].

В данной работе рассмотрены результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий в условиях реологически расслоенной литосферы. Из различных геофизических и экспериментальных данных следует тот факт, что в геологическом масштабе времени (порядка 1 млн. лет) материал верхней мантии и нижней коры может деформироваться пластичным (вязким) образом в условиях давлений и температур, оцениваемых для этих глубин. При этом нижняя кора может быть ослабленным слоем, ограниченным сверху переходом от хрупкого поведения к пластичному и снизу – изменением состава на границе Мохо.

Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования гранулитовых комплексов [Парфенюк, Марешаль, 1998].

Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям температурного режима и теплового потока. Физическая основа этого процесса состоит в том, что на пластину с заданным начальным распределением температуры очень медленно надвигается слой некоторой мощности (в нашей модели это верхняя кора) с таким же распределением температуры. В результате надвига “холодный” слой оказывается под “горячим” слоем, причем обе пластины в рассматриваемой модели деформируются под действием горизонтальных сжимающих напряжений и дополнительной вертикальной нагрузки, перераспределяемой во времени в процессе эрозии.

Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры, которое компенсируется вязкими деформациями в области нижней коры и верхней мантии [Parphenuk et al., 1994]. Горизонтальное сокращение коры под действием сжимающих напряжений сопровождается надвигом литосферных блоков вдоль наклонной зоны нарушений, ростом дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, и эрозией образующихся покровов. Распределения температуры, скорости и напряжений рассчитывались для двумерной области континентальной коллизии, которая моделировалась надвигом в области верхней коры, приводящим к формированию поднятий и утолщению коры.

Вязкие течения в нижней коре и литосферной верхней мантии компенсируют горизонтальное сокращение, дополнительную нагрузку и эрозию в области надвига. Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии методом конечных элементов решались уравнения сохранения импульса и массы для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости в приближении ньютоновской реологии [Ландау, Лифшиц, 1953]:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь P – давление, \mathbf{u} – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = \text{const}$), \mathbf{g} – ускорение силы тяжести, ∇ – линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа. Индексы $i = 1, 2$ соответствуют веществу нижней коры и литосферной верхней мантии. Деформация жесткой верхней коры рассматривается в форме граничного условия: надвиг, дополнительная нагрузка и ее перераспределение (эрозия и осадконакопление) не включаются непосредственно в механические расчеты, а используются в качестве граничных условий для вязких течений. Горизонтальное сокращение моделируется движущейся левой вертикальной границей и условием прилипания слева от разлома, где верхняя и нижняя кора движутся с одинаковой скоростью (движение без проскальзывания).

Тепловые расчеты выполнены для всей области, включая верхнюю кору с зоной надвига. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной производной по времени [Теркот, Шуберт, 1985]:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \quad (2)$$

где c – удельная теплоемкость, ρ – плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла. Индексы соответствуют слоям с различными тепловыми свойствами: $i = 1$ – нижней коре, $i = 2$ – верхней мантии, $i = 3$ – верхней коре. Предполагается, что начальное состояние коры и литосферы определяется как состояние теплового равновесия при постоянной температуре поверхности 0°C и температуре в основании литосферы 1200°C . Вертикальные границы теплоизолированы (тепловой поток равен нулю). На границах слоев с различными теплофизическими свойствами выполнено условие непрерывности температуры. Уравнения (2) вместе с граничными условиями решались методом конечных элементов на деформированной сетке, полученной при решении механической задачи (1) [Парфенюк, 2005; Парфенюк, Маршалл, 1998].

На рис. 1 показаны расчетные геотермы, которые характеризуют тепловую эволюцию коллизионной зоны. Кривые – распределение температуры по глубине, построенное для центральной части надвиговой зоны при скорости горизонтального сокращения коры $0,5$ см/год. Процесс надвига при такой скорости продолжается 14 млн. лет и приводит к горизонтальному сокращению коры на 70 км.

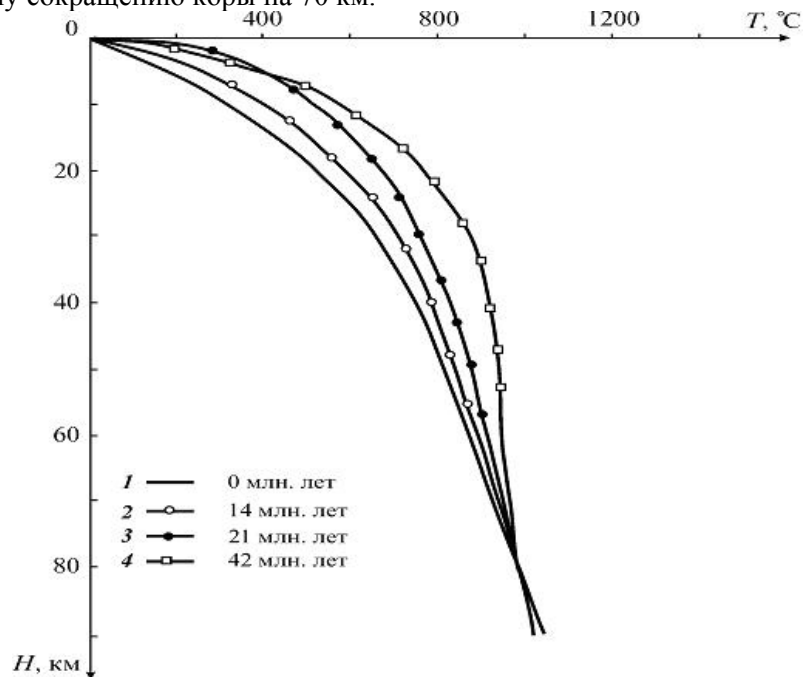


Рис.1. Расчетные геотермы для центральной части коллизионной зоны на различных стадиях коллизии при горизонтальном сокращении коры на 70 км со скоростью $0,5$ см/год:

- 1 – 0 млн. лет (начальное распределение температуры);
- 2 – 14 млн. лет (завершение надвига);
- 3 – 21 млн. лет, 4 – 42 млн. лет (постколлизийная стадия)

Основной прирост температуры происходит на глубинах средней и нижней коры и является довольно значительным, достигая 250°C: на глубинах 20 – 40 км устанавливается температура, характерная для глубин 40 – 60 км соответственно и создаются условия для частичного плавления. При этом изменение теплового режима неравномерное по глубине и во времени. Особенность коллизионных геотерм - максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизионной призмы. Следует отметить, что на глубинах литосферной мантии температурный режим в процессе надвига меняется слабо и определяется прежде всего начальными условиями [Парфенюк, 2005, 2008]. Температура изменяется в основном в области коры, где создаются условия для частичного плавления, а глубже температурный профиль следует за деформацией, что объясняется малым временем процесса горизонтального сокращения коры (≈ 10 млн. лет) по сравнению со временем кондуктивного остывания литосферы (≈ 40 млн. лет). Поскольку одновременно с медленным поднятием блока вдоль разлома кондуктивно переносится тепло, то отрицательный температурный градиент, являющийся неотъемлемым свойством моделей с мгновенным надвигом, в данной модели отсутствует, верхняя пластина в процессе надвига немного остывает, а нижняя нагревается. После окончания коллизии тепловой поток возрастает из-за увеличения радиоактивного разогрева в утолщенной коре.

При надвигании одного блока коры на другой на границе контакта происходит дополнительное выделение тепла за счет механического трения [Brewer, 1981]. Эта тепловая энергия зависит от глубины (нормального давления на поверхности скольжения), скорости надвига и коэффициента трения. При мощности надвигаемого блока до 20 км и значении скорости сокращения коры до 4 см/с нагрев за счет трения будет иметь локальный характер (окрестность зоны обдукции). Но это небольшое нагревание (50-150 °C) по сравнению с возрастанием температуры за счет увеличения мощности теплогенерирующего слоя сможет создать условия для вулканической активности и появления областей частичного расплава разной глубинности [Cermak, Bodri, 1996]. В этом случае релаксация тепловой аномалии произойдет достаточно быстро, что приведет к резкому уменьшению тепла трения, и процесс плавления приобретет прерывистый саморегулирующийся характер. Надвиговые движения при этом будут происходить с переменными скоростями и чередоваться с состояниями покоя.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64451, 06-05-65221).

Список литературы

- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гос. изд-во техн.-теор. литературы, 1953. 788 с.
- Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли, 2005. № 3. С. 68-70.
- Парфенюк О.И. Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Изв. вузов, Геология и разведка, 2008. № 6. С. 68-73.
- Парфенюк О.И., Маршалль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли, 1998. № 10. С. 22-32.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. Труды ГИН РАН; В. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч.1 (Пер. с англ.). М.: Мир, 1985. 376 с.
- Brewer J. Thermal effects of thrust faulting // Earth Planet. Sci. Lett.; 1981, 56. P. 233-244.
- Cermak V., Bodri L. Time-dependent crustal temperature modeling: Central Alps // Tectonophysics, 1996. 257. P. 7-24.
- Parphenuk O.I., Dechoux V. Mareschal J.-C. Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone // Can. J. Earth Sci.; 1994 31. № 7. P. 1227-1234.
- Percival J.A., West G.F. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis // Can. J. Earth Sci, 1994. 31. P. 1256-1286.
- Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and localized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett, 2006. 249. P. 216-228.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ К-AR ДАТИРОВАНИЯ МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

М.М. Певзнер¹, Д.И. Головин¹, Д.О. Герцев¹, Ю.В. Кущева¹, Т.Г. Чурикова²,
А.О. Волынец², В.С. Родин³, В.М. Ладыгин³

¹ Геологический институт, Москва, e-mail: m_pevzner@mail.ru, argol@ginras.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: t_churikova@mail.ru, e-mail: a.volynets@gmail.com

³ Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва

Срединный хребет Камчатки – одна из крупнейших вулканических структур полуострова. Вулканические породы распространены от вулкана Хангар на юге и заканчиваются на Камчатском перешейке (~60 °с.ш.) [Геологическая ..., 2005; Федоров, Шапиро, 1998; Шапиро, Соловьев, в печати]. Таким образом, протяженность Центрально-Камчатского, по [Шапиро, Соловьев, в печати], вулканического пояса составляет около 800 км. По геохимическим данным все породы хребта характеризуются типично островодужными признаками [Авдейко и др., 2002; Перепелов и др., 2006; Volynets et al., in press], причем, породы неогенового возраста на исследованном нами участке от р. М.Романовки до р. Воямпоки фактически аналогичны типичным породам фронта современной Курило-Камчатской дуги [Volynets et al., in press]. По видимому, эти излияния были связаны с олигоцен-миоценовой [Леглер, 1977; Федоров, Шапиро, 1998; Шанцер, Шапиро, 1993; Шапиро, Ландер, 2003; Lander, Shapiro, 2007] субдукцией Тихоокеанской плиты под континентальную окраину Камчатки. Согласно литературным данным, более северные участки плато существенно отличаются по геохимическим признакам [Федоров, Шапиро, 1998; Kerezhinskas et al., 1997].

Миоценовыми вулканитами сформированы весьма обширные пологонаклонные выровненные платообразные поверхности. Верхние части разрезов сложены преимущественно лавовыми потоками, с преобладанием андезито-базальтовых и базальтовых разностей [Перепелов и др., 2006; Федоров, Шапиро, 1998; Volynets et al., in press]. Судя по углу наклона потоков, истоки этих платоэффузивов (плато) находятся в приводораздельной части хребта и перекрыты более молодыми породами. Самые большие площади и максимальное удаление от оси водораздела (около 40 км) характерно для плато в средней части хребта (57-58° с.ш.), а наиболее заметно они выделяются в рельефе его восточных склонов. На юге и севере зоны – это преимущественно останцы и фрагменты столовых гор.

Цель настоящей работы заключается в оценке времени окончания олигоцен-миоценового этапа вулканизма в Срединном хребте. Для этого было проведено К-Ар датирование лав плато с преимущественным использованием образцов бронирующих лавовых покровов.

Измерение содержания радиогенного аргона проводилось в Геологическом институте РАН из навесок в 160–190 мг на масс-спектрометрическом комплексе МИ 1201ИГ методом изотопного разбавления. Плавление проб происходило при температуре 1600–1800°C. Чистота трасера – моноизотопа ³⁸Ar – составляла 97.5%. Погрешность определения содержания радиогенного аргона не превышала ± 2 %. Доля воздушного аргона была в пределах 70–90%. Концентрация калия измерялась на атомном абсорбере ААС-3 в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН И.В. Кисловой с погрешностью менее 1%. Погрешность рассчитанного возраста составляла 2–3%; она контролировалась сходимостью повторных измерений проб и по воспроизводимости анализов стандартных образцов. В расчетах возраста использовались константы $\lambda_e=0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_b=4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^{40}\text{K}/\text{K}=1,167 \cdot 10^{-4}$ [Steiger, Jager, 1977].

Отложения плато были опробованы нами на расстоянии около 15 (10-20) км от главного водораздела на протяжении 350 км по простиранию хребта, с преимущественным датированием бронирующих покровов (см. таблицу):

Полученные нами данные представлены на рис. 1. В левой части профиля довольно уверенно читается северо-восточный тренд последовательного окончания олигоцен-миоценового этапа вулканизма с образованием пород плато. В правой части профиля фиксируется эпизод вулканической активизации около 5-6 млн. л. н.: бронирующие покровы плато на реках Еловка и Начика опробованы на самом большом (25-35 км) удалении от оси

Таблица

№ лаб.	№ полевой, стратиграфия	Место опробования, (удаление от оси хребта, км)	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, мм ³ /г	K, %	K-Ar возраст, млн. лет
		Агинский вулканический комплекс по [Шеймович, Карпенко, 1996] (10)			от 7.4 до 7.9
1143	KOZ-07-27 бронирующий	р. М. Романовка (Козыревский хребет) (10-15)	0.000171	0.72	6.09±0.18
1145	KOZ-07-37 3 сверху		0.000269	1.00	6.90±0.20
1055	Kru-04-01 бронирующий	хребет Крюки рядом с г. Ларина (15)	0.000209	1.07	5.00±0.20
1059	2-U-P1-04-02 бронирующий	правобережье озера Двухъярточного (горы Большие Байдары) (15)	0.000101	0.86	3.00±0.1
1053	588/1 бронирующий	правобережье р. Еловки (35)	0.000380	1.73	5.96±0.18
1056	820904-1 5 сверху	р. Л. Озерная (15-20)	0.000240	1.03	6.02±0.02
1057	820904-28 10 сверху		0.000320	1.01	8.14±0.02
1058	P1-06-01 бронирующий	правобережье р. Начики чуть ниже слияния ее Правого и Левого истоков (25)	0.000191	0.86	5.73±0.25
1049	502/3 бронирующий ?	истоки р. Воямполки-Жиловой (западный склон Срединного хребта) (15)	0,000150	0.77	5.00±0.15
1051	507/1 подстиляет 502/3		0.000350	1.65	5.50±0.17
1050	503/1 ≅ 507/1	истоки р. Черпоквеем (западный склон Срединного хребта) (15)	0.000392	1.77	5.69±0.17

хребта, что, на наш взгляд, характеризует наиболее мощные (протяженные) лавовые потоки, но, возможно, не самые молодые. К сожалению, мы еще не успели определить возраст для верхней части разреза плато на р. Л. Озерной, поэтому не можем с уверенностью судить о времени прекращения вулканической активности обсуждаемого типа в этом районе. Так же мы не вполне уверены, что самая молодая дата для плато на р. Воямполке, является бронирующим покровом и, соответственно, отвечает времени окончания вулканической активности этого этапа; однако, по морфологическим признакам маловероятно ожидать в этом районе существенно более молодые даты.

Хронологический тренд завершения миоцен-плиоценовой вулканической активности в южной части хребта весьма хорошо согласуется с представлениями М.Н. Шапиро и А.В.Ландера о последовательном причленении восточных полуостровов Камчатки: Шипунского п-ва (~7 млн. л. н.), Кроноцкого п-ва (~5 млн. л.н.) и п-ва Камчатского мыса (~2 млн. л.н.) [Шапиро, Ландер, 2003; Шапиро, Соловьев, в печати; Lander, Shapiro, 2007], в результате чего Срединный хребет перестал представлять собой активный вулканический фронт. Причем, это не только пространственное соответствие, но и, безусловно, совпадение оценок возраста этих событий. Экстраполируя наши данные, можно предположить, что на широте вулкана Хангар этап излияния платоэффузивов мог завершиться около 9-10 млн. л.н. Изменение характера распространения дат, относящихся к вулканизму бассейнов рек Начики и Воямполки, мы склонны связывать с несколько иными геодинамическими условиями, определявшими островодужный вулканизм севернее Алеутско-Берингийской зоны разломов. Поскольку западная (прикамчатская) часть Алеутского разлома, считающаяся северной границей распространения Тихоокеанской плиты, заложилась около 40-45 млн. л.н. [Шапиро,

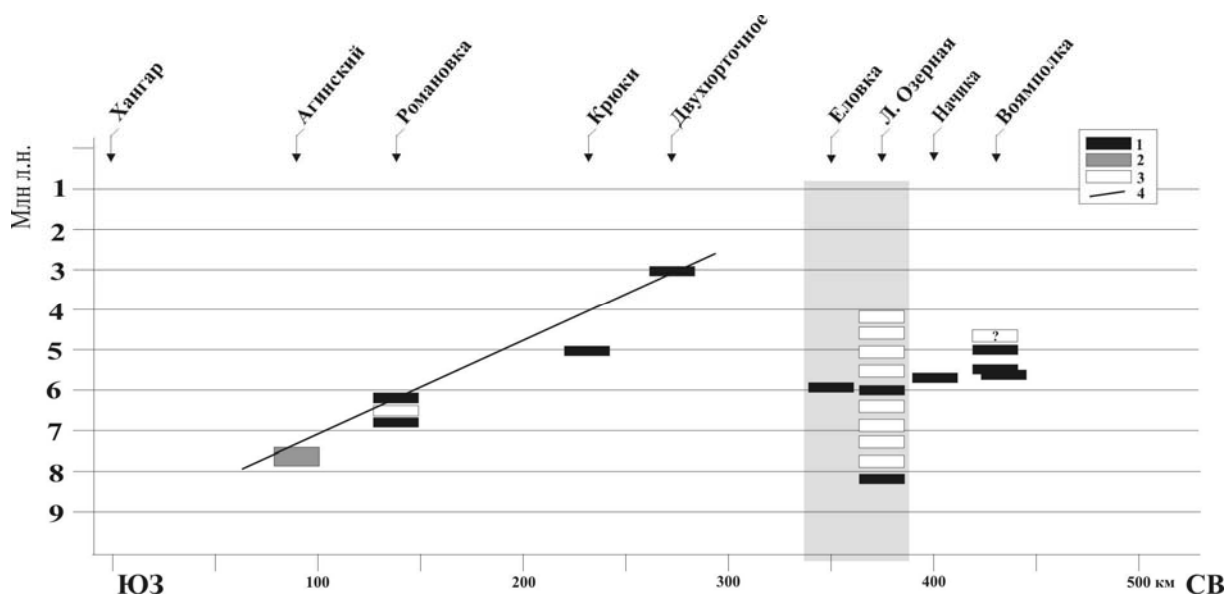


Рис. 1. Условные обозначения: 1-3 – лавовые потоки плато, 1 – даты ГИН РАН, 2 – даты по [Шеймович, Карпенко, 1996], 3 – дат нет, 4 – хронологический тренд закрытия дуги. Светло-серым фоном показана проекция Алеутско-Берингийской разломной зоны, построенная нами по материалам [Селиверстов Н.И., 1998].

Соловьев, в печати], остается предполагать участие субдукции океанической плиты (плит ?) Командорской котловины в позднемиоценовой вулканической активности для районов верховий рек Начики и Воямполка. В этом случае возникает вполне справедливый вопрос: можно ли считать миоценовый пояс Срединного хребта единым на протяжении всех 800 км, если своим происхождением он обязан субдукции разных океанических плит и имеет различные хронологические характеристики.

Основным результатом настоящей работы является впервые полученная серия К-Аг дат, характеризующая последовательное (с юго-запада на северо-восток) прекращение миоцен-плиоценового вулканизма Срединного хребта с образованием пород плато фронтального типа, что можно объяснить завершением работы олигоцен-миоценовой субдукции в результате последовательного приращения восточных полуостровов Камчатки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 16 Президиума РАН и проекта РФФИ № 07-05-00536.

Авторы выражают свою благодарность А.В. Ландеру, А.В. Соловьеву, П.И. Федорову и М.Н. Шапиро за помощь в обсуждении материала и предоставление текста статьи, еще не вышедшей из печати.

Список литературы

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002. № 4. С. 64-80.

Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. М-б 1:1500000. Гл. ред.: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. Л.:ВСЕГЕИ, 2005.

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т Океанологии АН СССР, 1977. С. 137-169.

Перепелов А.Б., Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Срединно-Камчатская зона (плиоцен-голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 382-398.

Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

Федоров П.И., Шапиро М.Н. Неогеновые вулканиды перешейка Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника, 1998. № 2. С. 60-76.

Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Позднекайнозойская геодинамика Северной Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1993. Вып. 1. С. 240-250.

Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338-344.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика, (в печати).

Шеймович В.С., Карпенко М.И. К-Аг возраст вулканизма на Южной Камчатке // Вулканология и сейсмология, 1996. № 2. С. 86-90.

Кеpezhinskas P., Mc Dermott F., Koloskov A.V. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. // Geochim. Et Cosmochim Acta, 1997. V. 61. № 3. P. 577-600.

Lander A.V., Shapiro M.N. The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone // In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (Eds) "Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs" Geophysical Monograph Series, 2007, Vol. 172. P. 57-64.

Staiger R.H., Jager H. Subcommition on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth. Planet. SCI. Lett., 1977. V. 36. № 3. P. 359-362.

Volynets A., Churikova T., Wurner G., Gordeychik B., Lauer P. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // submitted to Contributions to Mineralogy and Petrology (in press).

НЕВ-АДАКИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

А.Б. Перепелов¹, С.А. Татарников¹, Л.А. Павлова¹, С.С. Цыпукова¹, Е.И. Демонтерова²

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: region@igc.irk.ru

² Институт земной коры СО РАН, e-mail: dem@crust.irk.ru

Адакиты и ассоциирующие с ними магнезиальные андезиты (Mg-андезиты) и базальтоиды NEB типа (Niobium-Enriched Basalts) в современных обстановках конвергенции литосферных плит обычно рассматриваются как петролого-геохимические индикаторы реализации процессов плавления молодой (< 25 млн. лет) или подвергшейся деструкции и влиянию астеносферной мантии субдуцируемой океанической коры [Defant и Drummond, 1990; Yagodzinski et al., 2001]. Структурная и временная позиция NEB-адакитового вулканизма могут служить детализации и ревизии существующих моделей геодинамического развития зон перехода «океан-континент». В настоящей работе приводятся первые геологические и минералого-геохимические сведения по развитию раннечетвертичного NEB-адакитового вулканизма в южной части Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД). Обнаружение здесь NEB-адакитовых комплексов, помимо собственно петрологического значения, актуально для установления причин и условий геодинамического и магматического развития этой крупнейшей тектонической структуры.

Геологическое строение и структурная позиция. Вулканический массив, в строении которого обнаружены и исследованы породы NEB-адакитовой ассоциации, локализован в южной части Центральной Камчатской депрессии в междуречье рек Озерная Камчатка и Правая Камчатка (рис. 1). Массив представляет собой эродированный щитовой вулкан размером ~ 4 на 6 км. В основании вулканической постройки установлено до 8 протяженных лавовых покровов базальтоидов мощностью от 5 до 15-20 м. Гипсометрически выше базальтоидного лавового разреза вулкана находятся развалы экструзий и коротких и мощных лавовых потоков андезитов. В структурном плане вулканический массив находится в районе сужения бортов долины ЦКД и может быть отнесен к ареалу базальтоидного вулка-

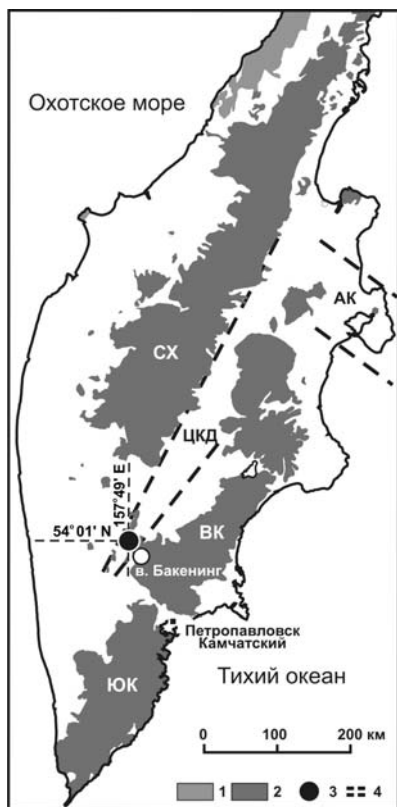


Рис. 1. Район NEB-адакитового вулканизма южной части ЦКД. 1 – E₁-E₂² вулканический пояс Западной Камчатки, 2 – E₃-N₁ и N₂-Q вулканические пояса Камчатки (СХ, ЮК, ВК), 3 – район локализации NEB-адакитового вулканизма ЦКД, 4 – условные границы ЦКД и структуры Алеутско-Камчатского сочленения (АК).

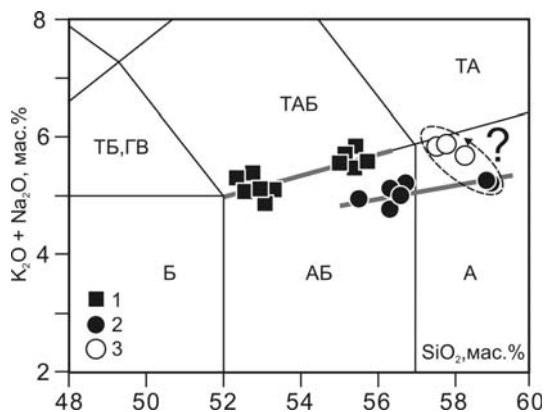


Рис. 2. Классификационная диаграмма для пород NEB-адакитовой ассоциации ЦКД по [LeBas et al., 1986]. Точки составов: 1 – андезито-базальтов NEB типа, 2 – Mg-андезито-базальтов и андезитов, 3 – адакитов. Линиями соединены эволюционные ряды пород. Пунктиром околонтурены точки составов Mg-андезитов и адакитов в предположении их генетической (?) связи. Поля составов: Б – базальты; АБ – андезито-базальты; А – андезиты, ТБ, ГВ – трахибазальты, гавайиты; ТАБ – трахиандезито-базальты; ТА – трахиандезиты.

низма, проявленному в виде обширных лавовых плато вблизи разломной зоны северо-восточного простираения вдоль западного ограничения депрессии. Возраст массива рассматривается как раннечетвертичный на основании стратиграфического анализа и палеомагнитных датировок плато-базальтов территории (~1 млн. лет) по данным геологосъемочных работ. Участок исследований NEB-адакитового комплекса ограничен координатами 54°00'38" – 54°01'57" N и 157°48'38" – 157°50'44" E.

Классификация пород и методы аналитических исследований. Среди пород NEB-адакитовой ассоциации района исследований выделяются три группы составов (рис. 2, табл. 1). Первая из них представлена андезито-базальтами повышенной щелочности. На диаграмме (Na₂O+K₂O)-SiO₂ (рис. 2) составы пород этой группы располагаются вдоль границы раздела субщелочной серии и серии нормальной щелочности. Их объединяет нахождение в единых лавовых разрезах основания щитового вулкана и направленное изменение составов. В связи со своей относительной обогащенностью HFSE (Nb, Ta, Ti) они классифицируются как породы NEB типа. Другая группа представлена более кремнекислыми разностями пород - андезито-базальтами и андезитами. Составы пород этой группы находятся в поле серии нормальной щелочности, а их высокая магнезиальность (Mg# 68.2-69.4) позволяет относить их к Mg-андезито-базальтам и Mg-андезитам. Породы этой группы зафиксированы на верхних горизонтах лавовых разрезов и в субвулканических фациях. Третья группа пород представлена адакитами, обнаруженными в ассоциации с Mg-андезитами среди пород разрушенных экструзий. Они классифицированы в качестве адакитов согласно нормам предложенным [Defant и Drummond, 1990]. Содержания микроэлементов в породах NEB-адакитовой ассоциации определены методом ICP-MS на масс-спектрометре Element 2 (контроль по стандартам BHVO-1, JB-2, AGV-1, JA-1), изотопный состав Sr и Nd на масс-спектрометре Finnegan MAT 262, а составы минералов установлены на микроанализаторе Jeol XA-8200 (Байкальский центр коллективного пользования ИНЦ СО РАН).

Петрография и минералогия. Андезито-базальты NEB типа представляют собой мелкопорфировые породы с вкрапленниками и субфенокристаллами Ol размером до 1-1.5 мм, редких Crx (до 1 мм) и Pl (до 0.5 мм). Структура их основной массы интерсерральная и пилотокситовая. В основной массе пород развиты микролиты Pl, Crx, Орх, TiMgt, Ilm и крайне редко Kfs. Контрастные по кремнекислотности группы андезито-базальтов NEB типа (рис. 2) различаются по минеральному составу. В наиболее основных по составу андезито-базальтах пироксены среди вкрапленников отсутствуют, а среди микролитов развит исключительно Crx. Для группы андезито-базальтов более кремнекислого состава характерно развитие Crx-Орх минерального парагенезиса.

Вкрапленники Ol в андезито-базальтах NEB типа в центральных и промежуточных зонах кристаллов имеют наиболее магнезиальные составы Fo₈₅₋₇₇, а также низкие содержания CaO (0.12-0.18 мас.%). С переходом к краевым зонам вкрапленников и к субфенокристаллам составы Ol сменяются на более железистые Fo₅₃₋₅₈, концентрации CaO в них возрастают (0.29-0.44 мас.%). Вкрапленники и микролиты Crx из этих пород имеют авгитовые составы (Wo_{42.4-44.7} Fs_{10.4-12.1} и Wo_{37.2-43.9} Fs_{12.6-15.4}, соответственно). Микролиты Орх в андезито-базальтах NEB типа представлены бронзитами (Wo_{3.5-4.1} Fs_{23.6-26.7}). Вкрапленники и субфенокристаллы полевых шпатов в андезито-базальтах NEB типа отвечают составам лабрадоров (An_{57.3-68.6} Or_{0.9-1.7}), а микролиты - андезинов (An_{30.9-49.4} Or_{1.8-6.7}). Микролиты TiMgt в андезито-базальтах с ростом кремнекислотности пород обнаруживают рост содержания TiO₂ (1.9-11.3 мас. %). Во вкрапленниках Ol шпинелиды представлены хромпикотитами (Cr₂O₃ 34.0-36.3, Al₂O₃ 15.4-18.1, MgO 8.6-8.9 мас.%) и Cr-TiMgt (Cr₂O₃ 16.2-17.7, Al₂O₃ 4.3-4.6, MgO 2.5-3.7 мас.%).

Магнезиальные андезито-базальты и андезиты представляют собой мелко- и редкопорфировые породы с присутствием в виде вкрапленников и редких субфенокристаллов исключительно Орх размером до 1-1.5 мм. Среди микролитов в них развиты Pl, Орх, TiMgt, Ilm и редко Crx, Kfs и анортклазы. Основная масса пород интерсерральная, сериально-порфировая. Во вкрапленниках Орх в Mg-андезитах встречены мельчайшие включения кислого стекла. В центральных и промежуточных зонах вкрапленников Орх представлен бронзитами (Wo_{1.5-2.7} En_{80.1-86.8} и Wo_{1.7-2.6} En_{71.31-78.1}, соответственно), которые в краевых частях вкрапленников и в субфенкористаллах, а также в микролитах сменяются гиперстенами (Wo_{3.0-4.3} En_{63.2-69.1}). Редкие микролиты Crx из Mg-андезитов представлены авгитами (Wo_{41.2-44.9} En_{45.1-46.2}). Среди микролитов полевых шпатов из Mg-андезитов преобладают лабрадоры и андезины в диапазоне составов An_{42.4-62.4} Or_{1.0-7.1}. Особенностью минерального состава Mg-андезитов

является отсутствие в основной массе микролитов TiMgt. Эти минералы обнаруживаются только в виде включений во вкрапленниках и субфенокристаллах Орх. Среди микролитов рудных минералов и в сростании с субфенокристаллами и микролитами Орх в Mg-андезитах развит исключительно Птм, обладающий умеренно титанистыми составами (TiO_2 40.3-43.1). Включения кремнекислого стекла (SiO_2 73.5-75.2 мас.%) во вкрапленниках бронзита из Mg-андезитов представлены двумя контрастными группами составов. Одни из них имеют «трондьемитовый» химизм с высокими содержаниями Al_2O_3 (17.2-19.0 мас.%) и Na спецификой (Na_2O/K_2O 2.0-4.3, Na_2O 3.71-4.22), другие обладают более низкой глиноземистостью (Al_2O_3 14.3-15.0 мас.%) и калиевым составом (Na_2O/K_2O 0.60-0.64, K_2O 3.92-4.41 мас.%).

Адакиты представляют собой плагиопорфировые породы, среди вкрапленников которых широко развиты Pl размером до 1-3 мм и реже Crx. В основной массе адакитов, имеющих сериально-порфировую структуру, обнаруживаются микролиты Pl, Crx, Орх, TiMgt, Птм и редко Kfs. Вкрапленники и микролиты Crx в адакитах представлены авгитами ($Wo_{40.5-44.1}Fs_{10.3-13.6}$). Микролиты Орх в адакитах имеют бронзитовые составы ($Wo_{3.3-4.9}En_{72.0-79.0}Fs_{17.4-23.1}$). Особенностью эволюции Pl из адакитов является обратная по составу зональность вкрапленников и более основные в сравнении с ними составы микролитов. Вкрапленники в своих центральных и промежуточных зонах отвечают по составам андезинов ($An_{42.1-44.5}Or_{2.3-2.6}$) и сменяются в краевых частях лабрадорами ($An_{56.2}Or_{1.5}$). Среди микролитов Pl основной объем кристаллов имеет лабрадорные составы ($An_{50.1-58.7}Or_{1.3-2.0}$). Рудные минералы в адакитах представлены в основном на уровне микролитов. Это умеренно титанистые TiMgt достаточно широкого ряда составов (TiO_2 0.9-11.6 мас.%) и Птм с высокими содержаниями TiO_2 (50.5).

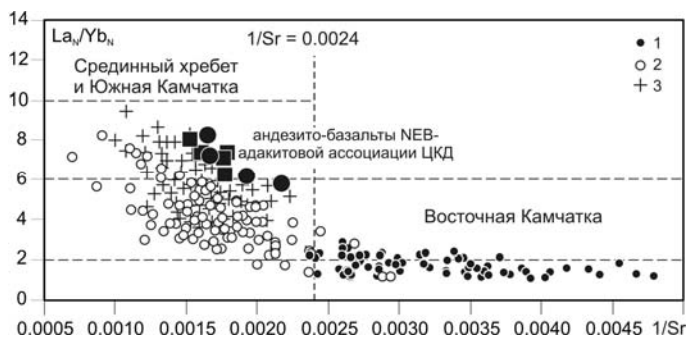


Рис. 3. Диаграмма $La/Yb-1/Sr$ для NEB и Mg андезито-базальтов ЦКД. Точки составов: 1 – низкокалиевые и умеренно-калиевые базальты Восточной Камчатки, 2 – умеренно-калиевые и высококалиевые базальты Срединного хребта и Южной Камчатки, 3 – высокотитанистые базальты Срединного хребта. La и Yb нормированы на Sr. Другие обозначения см. на рис. 2.

Петрохимия, редкоземельный и изотопный состав. Наиболее основные по составу андезито-базальты NEB типа (табл. 1) характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (1.34-1.44 мас.%), высокой натровостью (Na_2O 3.61-3.97 мас.%, Na_2O/K_2O 2.8-3.2), а также существенно более высокими концентрациями Nb (9-13 ppm), Ta (0.55-0.87 ppm) и LREE (La/Yb 9.2-11.8) в сравнении с IAB Камчатки (рис. 3). Магнезиальные андезито-базальты и андезиты отличаются от близких по кремнекислотности пород ряда андезито-базальтов NEB типа заметно более низкой калиевой щелочностью (Na_2O/K_2O 3.1-3.5) и более низкими концентрациями TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , Y, Nb, Ta, Hf, REE, Th и U. При этом для них характерны сравнительно более высокие содержания элементов группы железа (Cr, Ni) и Sr. Адакиты образуют обособленную группу составов и отличаются от Mg-андезитов более высокими содержаниями TiO_2 , CaO, Na_2O , P_2O_5 , Sr, Zr, Nb, Ba, LREE, Hf, Pb и Th. Индикаторные величины содержаний SiO_2 (57.6-58.3 мас.%), Al_2O_3 (16.2-17.0), Na_2O (4.27-4.41 мас.%), Y (13.2-14.5 ppm), Yb (1.12-1.23), Sr (918-977 ppm) и редкоземельных отношений Sr/Y (67-70) и La/Yb (19.7-20.1) подтверждают правомерность классификации этой группы пород в составе исследуемого вулканогенного комплекса как адакитов. На диаграммах распределения магматофильных элементов для пород исследуемой ассоциации (рис. 4) наблюдаются как признаки принадлежности их составов к IAB геохимическому типу, так и отличительные особенности. С IAB типами базальтоидов Камчатки их сближает наличие на графиках минимумов по Th, Nb, Ta, Zr, Hf и Y, а также небольших максимумов по Ba, K, Pb и Sr. При этом для исследуемых пород наблюдаются более высокие содержания HFSE (Nb, Ta), Th, U и LREE в сравнении с IAB. Основные по составу породы NEB типа и Mg андезито-базальты и андезиты NEB-адакитовой ассоциации имеют низкие величины индикаторных отношений CaO/Al_2O_3 (0,38-0,52) и Ni/MgO (23-30). Изотопные метки пород NEB-адакитовой ассоциации южной части ЦКД соответствуют резервуару N-MORB и полю составов IAB Камчатки: $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70318-0.70335$, $^{143}Nd/^{144}Nd=0.513098-0.513123$ ($\epsilon Nd=9.46-8.97$).

Таблица. Содержание петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах NEB-адакитовой ассоциации Центральной Камчатской Депрессии.

№ обр.	3112	3111	3110	3115	3113	3121	2629	2630	2628	3116
	NEB					Mg-андезиты			Адакиты	
SiO ₂	52.57	52.78	53.09	55.41	55.47	56.61	58.89	58.97	57.59	58.32
TiO ₂	1.35	1.38	1.43	1.14	1.12	0.95	0.78	0.79	1.08	1.09
Al ₂ O ₃	15.57	15.81	15.68	16.47	16.92	15.73	16.32	16.19	17.01	16.24
Fe ₂ O ₃	6.31	5.75	5.94	5.21	4.92	2.73	2.53	2.57	5.94	5.18
FeO	3.01	3.19	3.55	2.66	2.83	4.45	3.59	3.59	1.08	1.40
MnO	0.12	0.10	0.12	0.14	0.11	0.11	0.11	0.11	0.09	0.10
MgO	6.53	6.02	6.30	5.16	4.84	6.41	5.71	5.81	3.77	4.00
CaO	8.11	7.79	7.54	7.21	6.92	6.95	6.27	6.27	6.56	6.71
Na ₂ O	3.85	3.97	3.61	4.04	4.28	3.85	3.96	3.91	4.27	4.33
K ₂ O	1.21	1.40	1.24	1.43	1.54	1.15	1.29	1.31	1.55	1.34
P ₂ O ₅	0.43	0.39	0.32	0.32	0.34	0.22	0.21	0.21	0.46	0.48
LOI	1.02	1.31	1.27	0.84	0.60	0.90	0.45	0.36	0.61	0.84
Сумма	100.06	99.89	100.09	100.03	99.88	100.07	100.09	100.08	100.02	100.04
Mg#	63.6	62.5	62.2	61.9	60.8	68.3	69.2	69.4	57.7	60.5
Rb	15.0	17.6	15.7	22.7	23.8	17.8	23.0	22.2	24.8	19.2
Cs	0.22	0.26	0.25	0.40	0.30	0.30	0.29	0.27	0.34	0.25
Ba	381	386	377	353	331	327	344	344	599	576
Sr	656	620	562	563	552	518	602	605	977	928
Sc	21	22	23	21	20	20		18	16	15
Co	32	33	30	28	23	30	29	29	25	23
Ni	162	184	152	119	115	147	158	156	66	52
Cr	267	286	229	201	159	246	310	299	127	136
V	176	171	189	163	154	137	142	146	136	123
Pb	2.9	2.9	3.2	2.8	2.5	3.4	3.2	3.4	5.5	4.6
Ta	0.55	0.87	0.66	0.65	0.70	0.41	0.41	0.37	0.43	0.43
Nb	9.1	13.6	10.2	10.1	11.0	6.1	6.5	6.0	7.1	7.3
Zr	128	142	129	140	131	113	124	120	149	139
Hf	3.36	3.50	3.47	3.64	3.41	3.04	3.12	3.00	3.65	3.70
Th	1.40	1.67	1.42	1.47	1.51	1.26	1.35	1.28	1.69	1.93
U	0.67	0.74	0.68	0.76	0.83	0.70	0.67	0.67	0.72	0.74
La	18.39	17.95	15.97	18.04	17.32	12.75	12.84	12.94	24.19	22.99
Ce	40.47	41.17	35.34	38.82	37.69	28.37	28.29	28.48	52.46	49.79
Pr	5.28	5.41	4.69	4.95	4.77	3.60	3.70	3.66	6.56	6.31
Nd	22.63	22.81	20.30	20.54	19.48	15.11	14.80	14.34	25.49	24.55
Sm	4.98	5.09	4.58	4.47	4.24	3.25	3.26	3.27	5.01	4.68
Eu	1.53	1.57	1.41	1.37	1.32	1.01	1.01	0.98	1.46	1.41
Gd	4.40	4.60	4.10	3.96	3.72	3.01	2.85	2.85	3.72	3.97
Tb	0.64	0.68	0.61	0.59	0.56	0.46	0.42	0.39	0.53	0.54
Dy	3.53	3.82	3.56	3.39	3.23	2.70	2.39	2.24	2.97	2.94
Ho	0.67	0.73	0.70	0.67	0.63	0.55	0.48	0.44	0.56	0.54
Er	1.78	1.93	1.88	1.84	1.72	1.49	1.30	1.17	1.44	1.35
Tm	0.25	0.27	0.28	0.27	0.25	0.22	0.19	0.17	0.20	0.19
Yb	1.56	1.65	1.74	1.72	1.59	1.40	1.22	1.05	1.23	1.17
Lu	0.23	0.24	0.26	0.26	0.24	0.21	0.19	0.16	0.18	0.17
Y	16.2	18.0	17.1	17.2	16.2	13.3	11.9	11.7	14.4	13.2

Примечание. Петрогенные оксиды определялись в Института геохимии СО РАН методом XRF, разделение железа - методом титрования (аналитики: Климова А.К., Коваль Л.П.). Содержания редких элементов определялись методом ICP-MS в Байкальском центре коллективного пользования ИЦ СО РАН на масс-спектрометре ELEMENT 2 (аналитики: Чувашова Л.А., Смирнова Е.В., Ложкин В.И.). Mg# = Mg/(Mg+Fe⁺²)*100 (мол.%) – коэффициент магнезиальности.

распределения магматофильных элементов для пород исследуемой ассоциации (рис. 4) наблюдаются как признаки принадлежности их составов к IAB геохимическому типу, так и отличительные особенности. С IAB типами базальтоидов Камчатки их сближает наличие на графиках минимумов по Th, Nb, Ta, Zr, Hf и Y, а также небольших максимумов по Ba, K, Pb и Sr. При этом для исследуемых пород наблюдаются более высокие содержания HFSE (Nb, Ta), Th, U и LREE в сравнении с IAB. Основные по составу породы NEB типа и Mg андезито-базальты и андезиты NEB-адакитовой ассоциации имеют низкие величины индикаторных отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,38-0,52) и Ni/MgO (23-30). Изотопные метки пород NEB-адакитовой ассоциации южной части ЦКД соответствуют резервуару N-MORB и полю составов IAB Камчатки: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70318-0.70335$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513098-0.513123$ ($\epsilon\text{Nd}=9.46-8.97$).

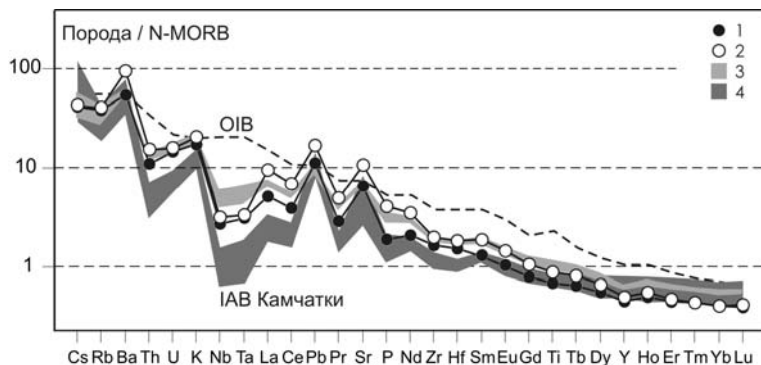


Рис. 4. Распределение магматофильных элементов для пород NEB-адакитовой ассоциации ЦКД. Средние составы: 1 – Mg андезито-базальты и андезиты, 2 – адакиты. Поля составов: 3 – андезито-базальты NEB типа, 4 – базальты вулкана Ключевской по [Churikova et al., 2001]. OIB и N-MORB по [Sun, McDonough, 1989].

Петрологические особенности и происхождение. Для наиболее основных по составу андезито-базальтов NEB типа и Mg-андезито-базальтов расчеты PT параметров кристаллизации расплавов проведены по геотермометру Ol-расплав и геотермобарометру Орх-расплав [Putirka, 2008]. Для достижения условий равновесной кристаллизации расплавов с образованием наиболее магнезиальных вкрапленников Fo_{85} и En_{87} ($KD_{\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}}^{\text{Ol}}=0.33$, $KD_{\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}}^{\text{Orx}}=0.29$) был применен метод «растворения» этих фаз в расплаве. Максимальные температуры равновесной кристаллизации составили: для Fo_{85} в расплаве NEB 1282-1312 °C, и для En_{87} в расплаве Mg-андезито-базальта 1251-1253 °C при давлениях 7.9-8.5 кбар. PT условия равновесной кристаллизации для первых ликвидусных фаз Cr_x ($KD_{\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}}^{\text{Cr}_x}=0.27$) в адакитовых расплавах получены по геотермобарометру [Putirka, 2008] и составляют 1185-1190 °C и 5.8-6.8 кбар. Расчеты давления формирования расплавов NEB проведены по эмпирическим формулам и показали 7.5-9.3 [Putirka, 2008]. Результаты расчетов PT условий равновесной кристаллизации демонстрируют, что все породы исследуемого NEB-адакитового комплекса являются продуктами дифференциации двух типов расплавов – собственно Nb-обогащенных базальтовых и Mg-андезито-базальтовых. В качестве рабочей гипотезы может быть выдвинуто предположение о формировании NEB и Mg андезитоидных магм в результате плавления фронтальной области субдуцируемой Тихоокеанской океанической литосферы в результате ее взаимодействия с астеносферным веществом. Наличие включений трондьемитового стекла во вкрапленниках Орх из Mg-андезитов не исключает возможности реализации модели их образования в результате взаимодействия кислых и более основных по составу расплавов. Формирование богатых Sr и бедных HREE адакитов связывается нами с процессами дифференциации Mg андезитоидных магм.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 07-05-00959_a, 09-05-10000-к и Интеграционных проектов СО РАН №№ 13, 37.

Список литературы

- Churikova T., Dorendorf F., Worner G.** Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrology*, 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.
- Defant M.J., Drummond, M.S.** Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geology*, 1993. V. 21. P. 547–550.

Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Worner G., Volynets O.N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*, 2001. V. 409. P. 500–504.

Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Soc. Am.*, 2008. V. 69. P. 61-120.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОГО УРАЛА КАК ОСНОВА ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН – КОНТИНЕНТ

Е.А. Пикулик, Н.В. Правикова, А.В. Тевелев

Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,

e-mail: npravikova@sbmg.geol.msu.ru

Пристальное внимание, которое уделяется позднедевонской истории Южного Урала в последние годы, во многом обусловлено появлением большого количества нового фактического материала по геологии, геохимии и металлогении вулканических комплексов. Это связано главным образом с проведением работ по подготовке второго издания Государственных геологических карт масштаба 1:200 000, большая часть из которых уже завершена, в том числе три листа Госгеолкарты-200, подготовленных при активном участии авторов. Вместе с тем вопрос о геодинамической интерпретации позднедевонских вулканитов остается остро дискуссионным.

Верхнедевонские вулканические комплексы широко развиты на Южном Урале. Мы изучали их от Магнитогорской мегазоны на западе до Восточно-Уральской мегазоны (Кочкарско-Адамовской зоны) на востоке [Легенда, 1998], включая расположенную между ними шовную Уйско-Новооренбургскую зону.

В позднедевонской истории отмечается существование двух временных рубежей, на которых произошла резкая смена вулканизма: в конце франа (конодонтовая зона *frana*) и на границе франа и фамена [Правикова и др., 2008].

Среднедевонско-раннефранские комплексы представлены непрерывной дифференцированной серией от базальтов до риолитов. В пределах Западномагнитогорской зоны и на севере Восточномагнитогорской зоны они сложены главным образом базальтами и андезибазальтами с резко подчиненным количеством более кислых разностей. Южнее, на территории Ащebutакского и Домбаровского рудных районов, вулканиты представлены бимодальной серией с подчиненным количеством средних пород и широким развитием как базальтов, так и риолитов. Главными геохимическими особенностями пород являются повышенные содержания сидерофильных элементов, а также Sr и Rb, что может свидетельствовать об их формировании на достаточно “зрелом” островодужном фундаменте [Мосейчук и др., 2000]. По распределению редкоземельных и рассеянных элементов вулканиты свиты являются аналогами образований островодужной известково-щелочной серии, характерно явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. В целом среднедевонско-раннефранские вулканиты являются островодужными [Вулканизм..., 1992; Пучков, 2000 и др.] и могут быть отнесены к образованиям развитых островных дуг.

Позднефранские вулканиты образуют три ареала: в Восточномагнитогорской зоне (абсарокит-шошонитовая серия), в Уйско-Новооренбургской зоне (абсарокитовая серия) и на востоке Кочкарско-Адамовской зоны (абсарокит–шошонит–латитовая серия) [Мосейчук и др., 2000; Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006; Язева, Бочкарев, 2000]. Общей особенностью вулканитов всех этих толщ является высокое содержание калия. Распределение РЗЭ во всех позднефранских вулканитах близки, отмечается устойчивое для всех типов пород закономерное понижение нормированных содержаний от легких лантаноидов к тяжелым, хотя уровень легких РЗЭ в породах Восточномагнитогорской зоны существенно выше. Для всех пород характерен небольшой ниобиевый минимум и максимум стронция, а для риолитов – стронциевый минимум. Довольно высокие, на уровне верхней коры, концентрации рубидия в базальтоидах связаны, вероятно, с повышенными содержаниями калия. Петрохимические и геохимические особенности позволяют рассматривать позднефранские вулканиты также как островодужную серию, хотя они уже принципиально отличаются от типично островодужных, сформировавшихся в среднем девоне – раннем фране. При этом новые зоны вулканизма возникают восточнее (здесь и далее – в современных координатах), в тылу островодужной системы.

На границе франского и фаменского веков происходит миграция ареала вулканической деятельности в западном направлении [Правикова и др., 2008], вулканиты формируются в двух ареалах: первый резко смещен во фронт бывшей островодужной системы относительно зоны позднефранского вулканизма, а второй располагается в Уйско-Новооренбургской сутурной зоне. Между ними возникает серия локальных грабенов с карбонатным или терригенным

осадконакоплением, а также размывающиеся поднятия. Вместе с тем на границе фран/фамен кардинальным образом меняется характер вулканизма. Низкотитанистые серии сменяются высокотитанистыми, в породах появляются аномально высокие содержания Rb, K, Sr, Th и легких РЗЭ, повышенные – Nb, Ta, Hf, Zr, Eu и тяжелых РЗЭ [Мосейчук и др., 2000]. Эти геохимические метки характерны скорее не для надсубдукционных, а для внутриплитных образований. Необходимо отметить, что смена типа вулканизма происходит достаточно быстро и повсеместно в пределах современной Восточномагнитогорской зоны.

Существует немало геодинамических построений для Южного Урала, призванных объяснить такое изменение характера вулканизма во времени [Вулканизм..., 1992; Язева, Бочкарев, 2000; Пучков, 2000; Косарев и др., 2006 и мн. др.], однако ни одно из них не учитывает его пространственную миграцию. С учетом новейших данных позднедевонскую историю развития Южного Урала можно представить следующим образом (рис. 1).

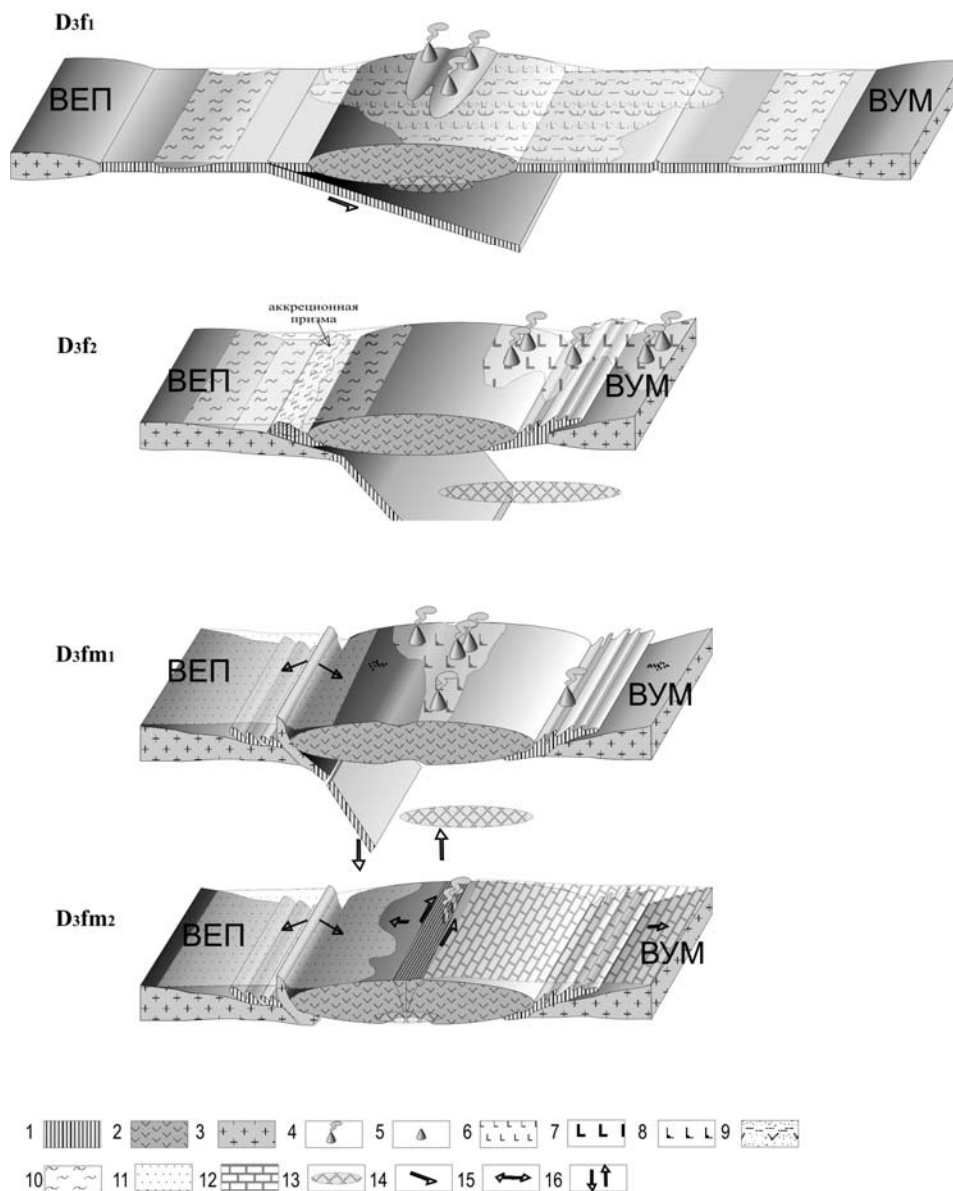


Рис. 1. Геодинамическая модель развития Южного Урала в раннедевонское время. 1 - океаническая кора; 2 - островная дуга; 3 - континентальная кора (Восточно-Европейская платформа (ВЕП) и Восточно-Уральский микроконтинент (ВУМ)); 4 - эффузивный вулканизм; 5 - эксплозивный вулканизм; 6 - 10 - вулканогенные образования: 6 - базальты, 7 - абсарокит-шошонит-латитовые формации, 8 - базальты и андезибазальты повышенной щелочности, 9 - преимущественно туфы непрерывно дифференцированной серии; 10 - 12 - осадочные образования: 10 - кремнистые формации, 11 - терригенные формации, 12 - известняки; 13 - очаги магмогенерации; 14 - направление субдукции; 15 - направление растяжения; 16 - направление движения мантийных потоков.

В начале франского века заканчивает свое формирование развитая островная дуга, пик вулканической активности которой приходился на эйфель и начало живета, а к позднему девону вулканизм постепенно затухает. К востоку от дуги еще существует задуговой бассейн, индикатором значительной ширины которого служат конденсированные кремнистые разрезы, которые формировались вплоть до середины франского века [Матвеева и др., 2008].

В середине франского века произошло столкновение Восточномагнитогорской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом, существование которого доказывается Ал.В. Тевелевым [2002, 2006], что привело к его причленению к островодужной системе. Коллизии предшествовал авулканический этап на значительной территории островной дуги. Быстрое сближение дуги и микроконтинента привело к захлопыванию задугового бассейна, выдавливанию слагающих его комплексов на палеодугу и микроконтинент и формированию сутурной зоны. Судя по строению самой сутурной зоны и по морфологии возникших при столкновении надвигов [Тевелев и др., 2006], это сближение происходило в условиях левосторонней транспрессии.

О позднефранско-фаменском развитии Восточномагнитогорской палеоостроводужной системы следует говорить как о переходном этапе, по завершении которого начался раннекаменноугольный рифтинг [Салихов, 1997; Пучков, 2000; Правикова и др., 2008 и др.]. В переходном этапе выделяется две стадии.

Позднефранская стадия выражена в формировании серии вулканических поясов абсарокит-шошонитовой формации: 1) в пределах отмирающей островной дуги, 2) на аккретированном микроконтиненте и 3) в сутурной зоне. Два последних, вероятно, образуют систему тыловых вулканических поясов.

На границе франа и фамена фиксируется столкновение Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом [Салихов, 1997]. Это событие фиксируется серией микститовых и олистостромовых комплексов [Веймарн и др., 2002; Вулканизм., 1992; Маслов и др., 1993; Пучков, 2000 и др.] конца франа и начала фамена. В это время происходит воздымание Уралтау и начало формирования турбидитовых отложений по обе стороны от него [Мизенс, 2002].

Раннефаменская стадия отвечает времени излияния вулканитов повышенной щелочности, еще несущих надсубдукционные метки, но уже близких к внутриплитным. Вулканические зоны резко смещаются к фронту островодужной системы. Именно эта зона в дальнейшем наследуется рифтогенными вулканитами раннего карбона. Кроме того, локальная вулканическая зона возникает в пределах Уйско-Новооренбургской сутуры.

Таким образом, позднефранско-фаменская история геологического развития Южного Урала рассматривается как переходный этап от островодужного типа геодинамики к рифтогенному. В это время на всей территории палеоостроводужной системы, включая причлененный микроконтинент, формируются высококальциевые вулканические серии. В позднем фране они еще несут черты надсубдукционных, причем новые зоны вулканизма возникают в тылу островодужной системы. В фамене вулканиты уже ближе к внутриплитным, а зоны вулканизма откатываются во фронт палеодуги.

Список литературы

Веймарн А.Б., Абрамова А.Н., Артюшкова О.В. и др. Корреляция разрезов фаменского яруса Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77, Вып. 1. С. 32-42

Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н.Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.

Легенда Южно-Уральской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). СПб: ВСЕГЕИ, 1998.

Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т., Смирнова И.А., Артюшкова О.В., Павлов В.В. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчечанных районов Южного Урала // УФНЦ РАН. Уфа, 1993. 217 с.

Матвеева Е.А., Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Маслов В.А., Тевелев Ал.В. Конденсированный разрез девона Уйской шовной зоны Южного Урала / Бюллетень МОИП, отд. геол., вып. 6, Москва, 2008. С. 53–55.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002.

Мосейчук В.М., Яркова А. В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV, N-40-XXX, Объясн. зап. Челябинск, 2000.

Правилова Н.В., Матвеева Е.А., Тевелев Ал.В., Веймарн А.Б., Рудакова А.В. Особенности вулканизма переходного этапа от позднедевонской островной дуги к раннекаменноугольным рифтам на Южном Урале. / Вестник МГУ. Москва. № 6, 2008. С. 8–15.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Салихов Д.Н. Диссертация на соискания уч. степени доктора геол.–мин. наук / Екатеринбург, 1997.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). Тр. лабор. складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2002. 124 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е. и др. Палеозоида зоны сочленения восточного Урала и Зауралья // Тр. лаб. Геологии складчатых поясов (вып. 4). Под ред. проф. А.М. Никишина. М.: Геол. ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Сейсмофокальные палеозоны в неологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез (докл. конф.). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105-120.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ОЦЕНКЕ ОСОБЕННОСТЕЙ КАЙНОЗОЙСКОГО СУБАЭРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

А.Н. Платэ, А.В. Веселовский

Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН,
Москва, e-mail: plate@igem.ru, vessel@igem.ru

Согласно концепции сетевой информационно-аналитической системы распределенной обработки данных по наукам о Земле – ИАС GeoSiNet (Geographic Science Information Network) целью исследований является создание инфраструктуры для специализированной информационно-аналитической и интеллектуальной поддержки потребителей информации в области наук о Земле, относящейся к объектам явлениям и процессам, локализованным в географическом пространстве. В качестве одного из полигонов выбран позднекайнозойский субаэральный вулканизм, а именно выявление особенностей кайнозойского субаэрального вулканизма с применением ГИС-технологий.

В результате исследований, проведенных по данной теме, выявлена глобальность процессов позднекайнозойского субаэрального вулканизма, охватившего большие пространства нашей планеты. Результатом этих процессов явились протяженные вулканические пояса внутриконтинентального, окраинно-континентального и островодужного типов; вулканизм в их пределах, начавшийся в позднем эоцене-олигоцене, не завершен, о чем свидетельствуют приуроченные к ним современные (активные) и голоценовые вулканы, многие из которых находятся в стадии покоя («спящие»). Разработаны принципы и создан макет географической информационной системы – ГИС «Вулканические пояса», подготовлена картографическая и фактографическая информация (цифровые карты и схемы вулканических поясов, разработан формат БД «Вулканические пояса» и осуществлено наполнение БД по поясам континентального и островодужного типов.

Задачей исследований последнего периода являлось выявление тектонического положения вулканических поясов внутриконтинентального и островодужного типов и геодинамических условий (обстановок) их формирования. Основное внимание при этом уделялось роли крупных (трансрегиональных) разломов, рифтовых зон, выступов древнего (докембрийского) фундамента, глубоководных желобов, сейсмофокальных зон, а также выявлению пространственных и временных соотношений поясов с близ расположенными глубоководными впадинами (котловинами) и глубинного строения всех перечисленных структур.

Вся созданная информация: базы данных по вулканическим поясам, разномасштабные цифровые карты и схемы, цифровые (стратифицированные) модели поясов и их звеньев – включена в ГИС «Вулканические пояса».

При решении вопросов поставленных задач и возможности предоставления полученных материалов пользователю через портал Интегрального банка данных системы GeoSiNet, использовались геоинформационные технологии (Web, GIS, GRID).

При проведении исследований использовался комплексный подход, включающий набор геологических (историко-геологический, тектонический, магматический, геохронологический и др.) и геоинформационных (ГИС-технологии) методов. Геологические методы положены в основу выявления строения вулканических поясов, их фундамента, земной коры, развития вулканических процессов, времени проявления и характера продуктов извержения и др. Обработка полученного материала производилась с помощью ГИС-технологий. Таким образом информация о вулканических поясах формируется в виде информационных ресурсов картографического, фактографического, документального и научно-методического характера.

В настоящее время географическая информационная система по позднекайнозойскому континентальному вулканизму – ГИС «Вулканические пояса», включает ряд вновь созданных цифровых (векторных) карт и схем, отражающих тектоническое положение разнотипных вулканических поясов; роль рифтовых зон, линеаментов, крупных разломов и морских глубоководных впадин в формировании и развитии вулканических поясов, а также внутреннее строение поясов и их вулканическую активность (положение в их пределах действующих и «спящих» вулканов).

В ГИС «Вулканические пояса» также включены разномасштабные цифровые топографические и геолого-тектонические карты и схемы; цифровые модели рельефа поверхности Земли (DEM, SRTM), дешифрованные космические снимки территорий развития континентального вулканизма; карты сейсмической активности вулканических поясов и состояния теплового поля и др.

Фактографическая информация представлена составленными в лаборатории геоинформатики ИГЕМ РАН базами данных (БД) «Кайнозойские вулканы мира» (Гос. регистр. № 0220107841), «Паспорта действующих вулканов Курило-Камчатского пояса» (Гос. регистр. № 0220107842), «Позднекайнозойские вулканические пояса Земли».

Для проведения анализа массивов картографических и фактографических данных в разработанной ГИС используется математический метод стратифицированного моделирования с разделением информации на предметные «слои».

При этом семантическая информация, отображаемая на цифровых картах или их предметных «слоях», представляется в виде отдельных файлов. Связь атрибутивной и семантической информации осуществляется с помощью специального интерфейса геоинформационной системы, отражающего особенности изучаемых объектов.

Использование массивов цифровой картографической информации и сформированных баз данных позволяет в процессе исследований создавать картографические модели и, применяя методы аналогии при построении моделей, исследовать пространственное положение и строение вулканических поясов, проводить анализ реальных и гипотетических вулканических ситуаций на обширных территориях.

ГИС предназначена не только для накопления, обработки, хранения разнообразной информации о вулканических поясах и отдельных вулканов, но и для удаленной (телекоммуникационной) передачи данных о результатах исследований, а также о состоянии действующих и потенциально опасных вулканов.

Информация, сконцентрированная в БД, накапливается на сервере системы ГИС «Вулканические пояса». Подключенные к серверу программные и методические средства: ArcView GIS 3.3, ArcGis 9.1 (ArcInfo, ArcSDE, Spatial Analyst) позволяют производить совместную обработку картографической и семантической информации и создавать цифровые модели поясов. Для передачи информации используется формат шейп-файлов в географической системе координат в десятичных градусах. Организуется сетевой доступ пользователя к информации, размещаемой на сервере системы.

ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ ИЗ ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ВОЗРАСТНЫЕ ГЕНЕРАЦИИ, ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ

В.К. Попов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: vladpov@fegi.ru

Пирокластический материал (бомбы, пемзы и вулканический пепел) составляет значительную долю в продуктах кислого вулканизма. Наибольшее распространение имеют пемзы и вулканические пеплы – продукты высокоэксплозивных (часто катастрофических) вулканических извержений плинианского типа. Их изучение в районах четвертичного вулканизма крайне важно для решения многих проблем вулканизма, стратиграфии и геоархеологии. На Дальнем Востоке России значительный вклад в решение этих проблем внесли работы камчатских вулканологов – О.А.Брайцевой, И.В. Мелекесцева, В.В. Пономаревой, Л.И. Базановой, О.В. Дирксен и др. Изучение пирокластических пород в более древних отложениях не менее важно при решении данных задач. В настоящее время остается актуальным вопрос о происхождении вулканических пеплов, имеющих площадное распространение и образующих в разрезах разновозрастных (преимущественно неоген-четвертичных) аллювиальных отложений мощные и протяженные горизонты в различных регионах мира – Каспийско-Черноморской области, Северной Америке (на территории штатов Канзас и Монтана в США, а также провинции Альберта в Канаде), на Северо-Востоке России [Песков, 2000] и др. Центры извержений вулканических пеплов для этих регионов, как правило, до сих пор достоверно не установлены, пепловые поля расположены на значительном расстоянии от областей неоген-четвертичного вулканизма. Мнения исследователей в этом вопросе значительно расходятся. Например, происхождение магаданских вулканических пеплов дацит-риолитового состава (хасынитов), образующих залежи мощностью до 14 м, связывается с катастрофическими извержениями Камчатских вулканов [Мелекесцев и др., 1991]. Позднее магаданским геологом Е.Г. Песковым, детально изучившим их на примере Красавинского месторождения хасынитов, было выдвинуто оригинальное предположение о метасоматической природе этих «рыхлых пород, ранее относимых к вулканическим пеплам» [Песков, 2000, с. 208]. В последнее время на основании геохимического изучения вулканических пеплов сделано предположение об их связи с еще не выявленными местными центрами извержений [Сахно и др., 2007].

На территории Южного Приморья в бассейне р. Раздольная (Суйфун) позднекайнозойские пепловые отложения впервые были описаны Е.Ф. Малеевым [Малеев, 1938]. В этой работе он впервые выделил фациальные и петрографические типы пород, рассмотрел особенности их распространения, отметил отсутствие вулканических центров среди полей туфов и выдвинул предположение о возможном размыве конусов построек вулканов, сложенных рыхлыми продуктами извержений кислой магмы. Позднее, рассматривая туфогенные породы суйфунской (ныне усть-суйфунской) свиты, Е.Ф. Малеев отмечал, что “...наличие мощных залежей пирокластических пород липаритового состава отличает ее от обычных осадочных толщ и требует специального изучения” [Малеев, 1957, с. 86]. Последующее изучение позднекайнозойских осадочных и вулканогенных отложений Юго-Западного Приморья определялось задачами составления региональной стратиграфической схемы и биостратиграфического обоснования выделенных стратонов [Павлюткин и др., 1984, 1988, 1993]. В частности, был определен радиометрический (методом треков) возраст вулканических стекол из пепловых отложений, охватывающий интервал 25.3-10.8 млн лет [Павлюткин и др., 1984, 1993]. В последнее десятилетие на основании детального изучения ископаемой макро- и микрофлоры в породах усть-суйфунской свиты и ее монографической обработки в опорных разрезах была пересмотрена возрастная позиция некоторых из них, в ряде впадин выделены новые стратоны [Павлюткин, 2001, 2002, 2005, 2008]. Также были получены первые данные по геохимическому составу кислых вулканических пеплов, а также калий-аргоновые датировки кислых вулканических стекол (обсидианов) [Попов и др., 2006], впервые установлены необычные минеральные ассоциации в продуктах эксплозивных извержений [Чекряжов, Максимов, 2007].

В настоящем сообщении рассмотрены особенности распространения кислых пирокластических пород (далее пепловых туфов) в разрезах олигоцен-миоценовых отложений в кайнозойских рифтогенных впадинах Юго-Западного Приморья и их возможные источники (вулканические центры). Депрессионные структуры имеют форму ассиметричных односторонних (реже нормальных) грабенов, приуроченных к сдвиговым зонам северо-восточного простирания [Уткин, Седых, 1984]. Впадины представляли собой отдельные седиментационные бассейны, отличающиеся друг от друга историей развития. Это нашло отражение в составе выполняющих их осадочных и вулканогенно-осадочных пород. В целом в разрезах вулканогенно-осадочных пород, выполняющих кайнозойские впадины, выделяется несколько возрастных генераций вулканических пеплов – олигоценовая, позднеолигоцен-раннемиоценовая, средне- и позднемиоценовая.

Вулканические пеплы олигоценового возраста развиты в Краскинской впадине в составе туффитовой толщи. В Ретиховской впадине их возрастными аналогами являются туфодиациты нижней толщи, пасммитовые и псефитовые туфы и туффиты Пушкинской впадины [Павлюткин, 2008]. В Краскинской впадине туффиты и туфы риолитов переслаиваются с осадочными породами (слаболитифицированными песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинами с галькой и гравием). В стратотипическом разрезе в междуречье Цукановки - Камышовой в основании толщи залегает мощная (170 м) пачка белорозовых пепловых туфов риолитов с обильной ископаемой флорой в подошве (Краскинская флора). Пепловые туфы сложены опаловидной массой с реликтами стекловатых пепловых частиц и примесью обломков кристаллов кварца и лейст биотита. В псефо-псаммитовых разностях присутствуют пемзовые частицы, санидин, обломки окремненной древесины. В стратотипическом разрезе в юго-восточной стенке краскинского карьера пепловые туфы прорваны дайкой туффизитов риолитового состава. Геологическими исследованиями в Краскинской вулканоструктуре было установлено широкое развитие подобных трещинных и межпластовых тел интрузивных пирокластитов риолитового состава [Попов, 2003]. На наш взгляд, основная масса ювенильного пирокластического материала, выполняющего впадину, образовалась в результате мощных эксплозивных извержений флюидизированной кислой магмы по многочисленным каналам – тектоническим трещинам и ослабленным зонам, секущим породы как вулканических построек, так и вулканогенно-осадочного чехла. Таким образом, дайки и межпластовые тела интрузивных пирокластитов (туффизитов) Краскинской впадины являются своеобразными вулканическими центрами трещинного типа.

Вулканические пеплы позднеолигоцен-раннемиоценового возраста известны в Синеутесовской, Пойменной и Пушкинской впадинах. Их возрастными аналогами являются туфопески Павловской впадины, обогащенные вулканическим стеклом риодацитового состава [Павлюткин, 2008]. К данной возрастной генерации, вероятно, относятся горизонты тонких туфов риолитов в толще песчаников Краскинской впадины. В разрезе вулканогенно-осадочных пород типовой для этой возрастной генерации синеутесовской свиты отмечаются горизонты пепловых и пемзовых туфов риолитов и риодацитов, а также прослои псаммитовых кристаллолитовитрокластических туфов андезитов. На наш взгляд, фациальными вулканическими аналогами пирокластических вулканогенных пород синеутесовской свиты являются андезиты, дациты и риодациты славянского комплекса, широко развитые на южных и юго-восточных глубоко эродированных флангах Синеутесовской впадины (г. Андрусовская Сопка, г. Острая и др.). Они слагают руины вулканических построек – возможных центров эксплозивных извержений кислой магмы.

Вулканические пеплы среднемиоценового возраста наиболее проявлены в Турьерогской впадине в составе новкачалинской свиты среднемиоценового возраста [Павлюткин, 2005]. В абразионных береговых уступах западного побережья озера Ханка, высотой от 30 до 70 м, пепловые туфы риолитов, туфодиациты, туфоалевролиты, туфопесчаники и вулканические пески слагают значительную часть разреза свиты. В пепловых туфах можно наблюдать слои, состоящие из хаотического нагромождения листьев хвойных и деформированных, скрученных листьев цветковых растений, сцементированные пепловой массой. Такой характер массового захоронения хвои возможен лишь при катастрофическом (плинианском) типе извержений с образованием палящих пепловых туч.

Вулканические пеплы позднемиоценового возраста наиболее распространены в Пушкинской впадине в составе усть-суйфунской свиты (бассейн р. Разодольная), а также в восточном секторе Спасской впадины (урочище Гринталь) [Павлюткин, 2008]. Площадь

распространения пепловых туфов только в нижнем течении Раздольной (Суйфуна) составляет около 500 км² [Малеев, 1938]. Пирокластические породы представлены литифицированными литокристалловитрокластическими, кристалловитрокластическими и витрокластическими пепловыми туфами, рыхлыми вулканическими песками различной размерности. Обломки сложены кислым стеклом игольчатой, шестовато-пластинчатой (цеолитоподобной) и сферической форм, кварцем, санидином, кислым плагиоклазом, биотитом, реже рудным минералом (ильменитом). В галечниках усть-суйфунской свиты, переслаивающихся с горизонтами вулканических пеплов и песков, встречаются слабо окатанные гальки перлитов (от 2 до 10 см в поперечнике) с обсидиановыми ядрами и крупные (до 15-20 см) обломки пемз.

Многочисленные находки листовой флоры в большинстве случаев приурочены к слоям туфоалевролитов. Е.Ф. Малеев, изучая разрезы суйфунской (ныне усть-суйфунской) свиты в бассейне р. Раздольная, впервые отметил скрученную форму листьев в пелитовых туфах. По его мнению, это «могло произойти под влиянием высокой температуры газообразных и пылевидных вулканических выбросов» [Малеев, 1938, стр. 42]. Позднее, описывая текстуры «шаровых» пор в тонких витрокластических туфах, он связывает их образования в результате осаждения «горячего пепла в водный бассейн» [Малеев, 1958, стр. 57].

В районах развития вулканических пеплов средне- и позднемиоценовой возрастных генераций центры вулканических их извержений до сих пор остаются неизвестными. Е.Ф. Малеев на основании изучения гранулометрического состава пирокластических пород усть-суйфунской свиты предположил, что вулканический центр находился на правом борту р. Раздольная [Малеев, 1958]. Конус вулканического аппарата, по его мнению, сложенный рыхлыми продуктами извержений кислой магмы, был эродирован и впоследствии перекрыт базальтами Шуфанского плато. Другие исследователи [Чекрызов, Максимов, 2007] происхождение вулканических пеплов связывают с масштабным проявлением своеобразного многоареального криптовулканизма трещинного типа, протекающего без формирования вулканических построек (жерловин) и излияния лавовых потоков. По всей вероятности, источниками пеплов рассмотренных возрастных генераций могли быть вулканические жерловины как центрального, так и трещинного типов. В качестве примера современных эксплозивных извержений плинианского типа, сопровождающихся выбросом огромного количества пемзово-пеплового материала, является вулкан Пектусан (Байтоушань), расположенный на границе Кореи и Китая. Примерно в десятом веке нашей эры в результате направленного катастрофического взрыва было выброшено 96 ± 19 км³ тефры комендитового состава [Horn, Schmincke, 2000]. Пемзово-пепловые отложения, выпавшие на восточных и северо-восточных склонах подножия вулкана, образуют мощный покров (7-20 м.) площадью более 1000 км², перекрывший большие массивы хвойно-широколиственных лесов [Чичагов и др., 1989]. Значительные концентрации вулканического пепла Пектусана (более древних извержений) отмечаются в плейстоцен-голоценовых отложениях лагун, реликтовых озер и в почвах золотых дюн на южном побережье Приморья, а также в глубоководных осадках дна Японского моря [Razjigaeva N., 1993]. В заключение отметим, что дальнейшее изучение центров извержений для пепловых пород Юго-Западного Приморья требует привлечения данных изотопно-геохимических исследований пород, для решения вопросов генезиса, эволюции и глубинных источников и механизма эксплозивных извержений кислых магм.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-B-08-462, 09-III-A-08-407 и проекта РФФИ 08-05-90300-Вьет_a.

Список литературы

Малеев Е.Ф. Пепловые туфы Суйфунского бассейна // Вестник ДВ Филиала АН СССР, 1938. № 28(1). С. 37-47.

Малеев Е.Ф. О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья // Известия АН СССР, сер. геологич., 1957. № 8. С. 86-92.

Малеев Е.Ф. Туфогенная фация суйфунской свиты и закономерности распределения в ней полезных ископаемых – Природные сорбенты Дальнего Востока. Труды Дальневосточного филиала им. В.Л. Комарова. Сер. химическая. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 55-64.

Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Короткий А.М. Возраст усть-суйфунской и усть-давыдовской свит (южное Приморье) // Известия АН СССР, сер. Геологическая, 1984. № 5. С. 128-132.

Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеанская геология, 1988. № 4. С. 92-100.

Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.В., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993. Т. 1. № 6. С. 40-47.

Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора Тереховки, Южное Приморье. Владивосток: Дальнаука, 2001. 128 с.

Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора Юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2002. 192 с.

Павлюткин Б.И. Геология и условия формирования кайнозойских отложений континентального Юга дальнего Востока. Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин.наук. Владивосток, 2008. 46 с.

Павлюткин Б.И. Среднемиоценовая ханкайская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2005. 216 с.

Песков Е.Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 231 с.

Попов В.К. Особенности проявления и состава интрузивных пирокластитов в кайнозойских впадинах юго-западного Приморья // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 704-709.

Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чекрыжов И.Ю., Брандт И.С., Брандт С.Б. Геохимия позднекайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-Западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии – т. 2. Улан-Удэ: Издательство Бурятского научного центра СО РАН, 2006. С. 273-276.

Уткин В.П., Седых А.К. Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Доклады АН СССР, 1984. Т. 278, № 5. С. 1199-1204.

Чекрыжов И.Ю., Максимов С.О. Роль эндогенных углеродсодержащих флюидных систем в проявлениях эксплозивного вулканизма Юго-Западного Приморья // Доклады VIII Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”, Т3, Москва, 2007. С. 310-313.

Чичагов В.П., Рим Квон Мук, Черкинский А.Е., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст деревьев, погребенных тефрой вулкана Пектусан на Севере Кореи // Доклады АН СССР, 1989. Т. 306. № 1. С. 169-172.

Horn S., Schmincke H.-U. Volatile emission during the eruption of Baitoushan Volcano (China/North Korea) ca. 969 AD // Bull. Volcanol. 2000. V. 61. P. 537–555.

Razjigaeva N. Distribution of volcanic glass in Late Pleistocene to Holocene coastal deposits in Primorye, north-western Sea of Japan // Earth Science, 1993. Vol. 47. № 6. P. 563-568.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО УЧАСТИЯ ГАВАЙСКОГО ПЛЮМА В ОБРАЗОВАНИИ ОФИОЛИТОВ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

М. В. Портнягин^{1,2}, Д. П. Савельев³, К. Хёрнле², Ф. Хауфф², Д. Гарбе-Шёнберг⁴

¹Институт геохимии и аналитической химии им В.И. Вернадского РАН, Москва

²Leibniz Institute of Marine Sciences, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany, e-mail: mportnyagin@ifm-geomar.de

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: savelyev@kscnet.ru

⁴Institute of Geosciences, Christian-Albrecht University, Kiel, Germany.

Гавайско-Императорская цепь подводных гор протягивается на 5800 км от вулканически активных в настоящее время подводной горы Лоихи и острова Гавайи до подводных гор Детройт и Мейджи, имеющих возраст более 70 млн. лет и расположенных вблизи сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Благодаря интенсивным геохимическим исследованиям материалов подводного бурения и драгировок, накоплен огромный массив данных о составе магм и эволюции Гавайского плюма в течение кайнозоя. Более ранняя история этого мантийного плюма неизвестна, ввиду отсутствия геохимических свидетельств сохранности фрагментов гавайских магматических комплексов древнее 80-85 млн. лет. В ряде работ предполагалось, что древние породы Гавайского плюма могли сохраниться в составе офиолитовых комплексов Камчатки [например, Avdeiko, 1980; Савельев, 2003]. В докладе будут приведены первые геохимические свидетельства справедливости этой гипотезы. Доклад основан на материалах, опубликованных в журнале *Geology* [Portnyagin et al., 2008].

В работе были детально изучены вулканические породы группы обогащенных толеитов, входящие в состав смагинской свиты альб-сеноманского возраста (120-93 млн. лет) офиолитового комплекса на п-ове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) и обнаруженные в верховьях р.Мутной. Породы были проанализированы на содержание главных и рассеянных элементов (XRF, ICP-MS) и изотопных отношений Sr-Nd-Pb (MC-ICPMS). Расплавные включения в хромистой шпинели из базальтов были экспериментально гомогенизированы и затем проанализированы на содержание главных, редких и летучих элементов с целью получения информации о составе исходных расплавов, в особенности о первичных содержаниях элементов, подвижных при вторичных изменениях.

Полученные геохимические данные показывают практически полное соответствие валового микроэлементного и изотопного состава изученных пород обогащенным толеитам подводной горы Детройт (в особенности из скв. 1203 ODP) и, напротив, их значительное отличие от современных и мезозойских рифтогенных базальтов Тихого океана. Расплавные включения в шпинели имеют исключительно высокие нормированные к составу примитивной мантии отношения $[Th/Ba]_N=0,25-0,77$. Эти отношения, характеризующие состав мантийного источника изученных пород, существенно выше, чем в БСОХ и полностью соответствуют характеристическим особенностям состава Гавайского плюма. Низкие отношения $^{208}Pb*/^{206}Pb\sim 0,93$ в породах и высокие отношения $[Nb/La]_N=1,1-4,6$ в расплавных включениях позволяют предположить доминирующее влияние мантийного компонента типа «Kea» в образовании исходных магм.

На основе полученных данных предполагается, что изученные офиолитовые базальты представляют собой более ранние, чем магматические комплексы Императорского хребта, продукты вулканизма Гавайской горячей точки ранне- или среднемелового возраста, тектонически приращенные к Восточной Камчатке. Присутствие близких по составу мантийных компонентов в современных и меловых продуктах Гавайского плюма свидетельствует об устойчивом составе этого мантийного плюма на протяжении последних ок. 100 млн. лет (преимущественно компонент «Kea»). Для объяснения феномена устойчивости состава Гавайского плюма необходимо, чтобы в поздне меловое время его источник занимал пространство, покрывающее по крайней мере 15% границы внешнего ядра и нижней мантии Земли.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00080 и российско-германского проекта КАЛЬМАР.

Список литературы

Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2003. № 1. С. 14-20

Avdeiko G.P. On possible continuation of the Hawaiian-Emperor chain in Kamchatka // DSDP Leg 55, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., 1980; LV, Washington, U.S. Government Printing Office, P. 851–854.

Portnyagin, M.V., Savelyev, D.P., Hoernle, K., Hauff, F., and Garbe-Schönberg, D. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // *Geology*, 2008. № 36. P. 903-906.

МЕЙМЕЧИТЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ: ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, ВОЗРАСТ, МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

В.С. Приходько, Л.Л. Петухова, А.И. Солдатов

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: vladimir@itig.as.khb.ru

В составе аккреционных призм Северного и Центрального Сихотэ-Алиня развиты меймечиты, что подтверждается как прямыми геологическими находками, так и данными шлихоминералогического изучения территории [Зимин и др., 1965; Щека, Вржосек, 1983; Войнова, Приходько, 2002; и др.]. Известно, что эти породы являются продуктами близповерхностной кристаллизации высокомагнезиальных и наиболее высокотемпературных расплавов фанерозойского возраста. Многочисленные исследования меймечитов существенно расширили наши представления об их происхождении, однако многие вопросы петрогенезиса еще требуют своего решения. В настоящем сообщении приводятся результаты петрогеохимического изучения меймечитов двух участков (Барахтинский и Катэнский) Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы и рассматриваются некоторые геологические аспекты их генезиса.

Изученные меймечиты являются крупнопорфировыми породами, где минералы-вкрапленники представлены оливином + хромшпинелидом и, очень редко, клинопироксеном. Основная масса этих пород сложена стеклом, рудным веществом (ильменитом, магнетитом), микролитами клинопироксена. Количественно-минералогический подсчет показал, что в меймечитах Катэнского участка содержание вкрапленников около 42%, в меймечитах Барахтинского участка – 63% , преобладающий размер зерен оливина в породах первого разреза составляет 2 – 4 мм, во втором - от 3мм до 6 мм. Крупные зерна оливина имеют близкие к идиоморфным очертания со слегка округлыми гранями, мелкие индивиды оливина - вид кристаллокластов. Хромшпинелиды встречаются в виде идиоморфных кристаллов, размером от 0.1 до 1.0 мм, часто окруженных магнетитовой каймой, или в виде минеральных включений в зернах оливина.

Петрохимически меймечиты этих двух местонахождений достаточно близки между собой по содержанию основных элементов (см. табл. 1). Необходимо отметить, что составы меймечитов Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы заметно отличаются от состава среднего меймечита Сибирской платформы более высоким содержанием кремнезема, алюминия, суммарного железа и меньшим – титана и магния [Соболев, 1978].

Таблица 1. Химические анализы меймечитов (масс. %)

Оксиды	кат-08-1	кат-08-2	кат-08-3	бар-08-1	бар-08-2	бар-08-3	М 1
SiO ₂	43,92	44,22	42,37	41,98	42,25	42,18	41,02
TiO ₂	1,18	1,17	0,86	0,84	0,8	0,84	1,62
Al ₂ O ₃	5,13	5,13	3,78	4,19	3,96	4,03	2,23
Fe ₂ O ₃ общ.	15,14	15,3	15,0	13,45	12,85	13,3	12,7
MnO	0,21	0,21	0,2	0,21	0,18	0,18	0,15
MgO	29,3	28,5	33,9	34,3	35,5	34,4	37,6
CaO	4,77	5,2	3,8	4,6	4,2	4,4	4,1
Na ₂ O	0	н/о	0	0	н/о	0,31	0,14
K ₂ O	0,22	0,17	0,05	0,21	0,09	0,35	0,18
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,1	0,1	0,09	0,09	0,19
Сумма	100,0	100,03	100,06	99,88	99,82	100,08	99,93

Примечание: кат-08-1, кат-08-2, кат-08-3 – Катэнский участок; бар-08-1, бар-08-2, бар-08-3 – Барахтинский участок; М 1 – север Сибирской платформы [Соболев, 1978]. Рентгеноспектральные силикатные анализы выполнены в лаборатории РСА СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан).

Общая геохимическая близость изученных пород подтверждается данными, представленными в таблице 2. Меймечиты обоих участков обогащены крупноионными

литофильными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf) и характеризуются пониженными содержаниями Sr и Sc. Высокие концентрации сидерофильных и халькофильных элементов в рассматриваемых меймечитах сходны с концентрациями аналогичных элементов в вебстеритах, в определенном смысле интрузивных аналогов меймечитов. Суммарное содержание редкоземельных элементов в этих породах существенно ниже их суммарного содержания в меймечитах севера Сибирской платформы, ниже также La/Yb отношение. Вместе с тем отмечаем, что содержания средних и тяжелых РЗЭ сходны в меймечитах платформенных и складчатых областей

Таблица 2. Содержание элементов-примесей (г/т) в меймечитах.

Элемент	Kat-08-01	Kat-08-02	Kat-08-03	Bar-08-01	Bar-08-02	Bar-08-03	Мей-1
La	6,99	6,93	4,85	5,49	4,75	5,11	41,60
Ce	15,52	15,18	11,21	12,01	10,80	11,65	97,40
Pr	2,00	1,96	1,41	1,49	1,33	1,43	Н.д
Nd	8,77	8,74	6,44	6,55	5,87	6,25	51,30
Sm	1,96	1,95	1,43	1,43	1,32	1,36	9,15
Eu	0,62	0,61	0,43	0,46	0,39	0,42	2,21
Gd	2,35	2,35	1,69	1,68	1,53	1,63	6,07
Tb	0,29	0,29	0,20	0,20	0,18	0,19	0,82
Dy	1,74	1,68	1,24	1,19	1,10	1,15	Н.д
Ho	0,30	0,29	0,20	0,20	0,18	0,19	Н.д
Er	0,79	0,78	0,57	0,56	0,51	0,54	Н.д
Tm	0,08	0,08	0,05	0,06	0,04	0,05	Н.д
Yb	0,61	0,60	0,42	0,45	0,39	0,42	0,92
Lu	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,12
Sum	42,08	41,50	30,18	31,80	28,43	30,43	
La/Yb	11,45	11,55	11,55	12,20	12,20	12,20	45,22
Sc	12,59	12,36	10,94	12,00	11,99	11,53	
Ti	4757,51	4660,51	3550,67	3606,46	3473,39	3502,86	
V	98,25	94,74	73,30	82,14	75,35	80,67	
Cr	287,01	288,27	388,96	1707,88	1759,84	1757,78	
Mn	1681,08	1729,45	1580,62	1821,71	1570,48	1544,75	
Co	95,48	97,29	99,49	99,90	97,54	94,34	
Ni	1066,97	1066,38	1101,58	1174,93	1189,03	1124,77	
Cu	40,47	45,85	28,66	64,00	10,10	34,09	
Sr	41,12	42,82	25,96	36,45	27,11	26,38	
Zr	61,98	60,20	44,20	42,34	36,19	60,06	
Nb	9,25	8,92	6,43	7,22	6,34	6,96	
Hf	1,47	1,43	1,04	1,01	0,90	1,50	
Ta	1,01	0,91	0,65	0,75	0,64	0,57	
Ni/Co	11,20	11,00	11,10	11,80	12,20	11,90	
Cr/V	2,92	3,00	5,30	20,8	23,30	21,80	
Nb/Ta	9,15	9,80	9,90	9,63	9,91	12,20	

Примечание: кат-08-1, кат-08-2, кат-08-3 – Катэнский участок; бар-08-1, бар-08-2, бар-08-3 – Барахтинский участок; определения REE и редких элементов выполнены в ХИАЦ ИТИГ ДВО РАН (г. Хабаровск) методом ISP-MS. Мей-1-Меймечта-Котунская провинция [Васильев, 1988].

Вопрос о мантийных источниках меймечитовых расплавов Сихотэ-Алинской области можно решить на примере меймечитов севера Сибирской платформы. Считается, что родоначальными для них расплавами являются продукты низких степеней плавления древней деплетированной мантии, предварительно обогащенной несовместимыми элементами [Когарко, Рябчиков, 1995]. Содержание редкоземельных элементов и характер их распределения в изученных меймечитах позволяет предположить, что их мантийный источник был менее обогащен несовместимыми элементами по отношению к платформенной мантии.

Платинометальная геохимическая специализация изученных меймечитов Сихотэ-Алиня заключается в том что $Pt > Ru > Ir > Rh$ (сумма ЭПГ в среднем составляет около 65 мг/т) и, в целом, совпадает с геохимической специализацией меймечитов Сибирской платформы [Лазаренков и др., 2002]. Известно, что промышленные россыпи платиноидов [Сазонов и др., 1994] связаны с платформенными магматическими комплексами, в состав которых входят меймечиты, тогда как в складчатых областях металлогеническая специализация меймечитов практически не освещалась в печати. Минеральный состав вкрапленников меймечитов отвечает минеральному парагенезису дунитов, а минеральный состав основной массы – пироксенитам, т.е. меймечиты по сути представляют собой закристаллизованный расплав, из которого при определенных гидродинамических условиях могли формироваться породы концентрически-зональных массивов. Важнейшей особенностью таких плутонов являются дунитовые «ядра», дающие промышленные россыпи платины (Урало-Аляскинский платиноносный пояс, Кондер, Инагли, Чад и др.). Отсутствие видимых признаков платинометалльной минерализации в меймечитах Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы в первую очередь связано со слабо проявленными процессами дифференциации исходных меймечитовых расплавов и небольшими объемами этих пород. Вместе с тем, вопрос о перспективах платиноносности еще требует своего решения.

Данные об изотопных возрастах меймечитов Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы практически отсутствуют. У нас имеются результаты по датированию возраста меймечитов Барахтинского разреза с помощью К – Аг метода, выполненные в одном из научно-исследовательских центров Японии (Institute For Research on Earth Evolution (IFREE) Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), которые показали, что изотопный возраст этих пород равен $134,4 \pm 1,0$ млн лет.

Согласно [Щека, 1977] выходы пород меймечит-пикритового комплекса сосредоточены вдоль субмеридиональной полосы, пересекающей с севера на юг Сихотэ-Алинь. При дальнейших исследованиях было уточнено, что проявления меймечитов отсутствуют южнее широты Дальнереченска, а их ареал распространения практически совпадает с площадью выходов высокоглиноземистых хунгарийских гранитов. Последние широко развиты в Центральном Сихотэ-Алине, а также в низовьях р. Бикин, где они образуют крупные (до несколько сотен квадратных километров) плутоны, прорывающие анюйские метаморфические породы, самаркинский аккреционный комплекс и нижнемеловые турбидиты. Хунгарийские граниты содержат ксенолиты осадочных пород, роговиков, катаклазированных и амфиболитизированных габбро, серпентинитов, метаморфических пород, в том числе, гранат-биотитовых гнейсов. Их возраст определяется как валанжин-готеривский [Изох и др., 1967] и моложе. Таким образом, на данной территории вслед за формированием меймечитов последовал гранитоидный коровый магматизм. Для генерации меймечитовых магм нужна холодная литосфера и система разломов мантийного заложения, кроме того, необходим источник глубинного тепла, причем кратковременный, поскольку имеет место небольшой объем выплавки меймечитовых расплавов. Образование хунгарийских гранитов связано с плавлением утолщенной в ходе коллизии земной коры. В современных геодинамических реконструкциях этот вопрос не рассмотрен.

Список литературы

Васильев Ю.Р. Ультрабазиты щелочно-ультраосновных комплексов // Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. М.: Наука, 1988. С. 172-195.

Зимин С.С., Старков Г.Н., Щека С.А., Погорелова М.Г. О находке меймечитов в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965. С. 194–195.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.Н. Интрузии Северного Сихотэ-Алиня, их рудоносность и происхождение. М. 1967. 383 с.

Когарко Л. Н., Рябчиков И.Д. Условия генерации меймечитовых магм (Полярная Сибирь) по геохимическим данным // Геохимия, 1995. № 12. С. 1699-1709.

Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. Санкт-Петербург.: Недра, 2002. 298с.

Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. благороднометалльная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 1994.

№ 9. С.51-65.

Соболев А.В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск.: Наука. Сибирское отделение, 1978. С. 330–346.

Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов.// Вулканология и сейсмология, 198. № 3. С. 3–15.

Щека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня.// ДАН СССР, 1977, т.234, № 2. С. 444–447.

Voinova I.P., Prikhodko V.S. Meymechites in Central Sikhote Alin.// Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of plumes. Proceeding of International Workshop. Vladivostok. Dalnauka 2002. P. 223 – 229.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС КАРБОНАТИТОВ ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР

В.Ф. Проскурнин, О.В. Петров, П.Г. Падерин, А.В. Гавриш, И.Н. Мозолева

Всероссийский геологический научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия e-mail: vasily_proskurnin@vsegei.ru.

Таймырский карбонатитовый пояс протягивается вдоль южного склона гор Бырранга более чем на 600 км. Наиболее изучен Фадьюкудинский ареал Центрального Таймыра, Восточно-Таймырский - установлен в 2006-2007 гг.. Предшественниками карбонатиты выделялись как девонские осадочные или раннетриасовые метасоматические карбонатные образования среди терригенных каменноугольно-пермских отложений, контролирующих урановое и торий-урановое флюорит-барит-редкоземельное оруденение [Шануренко, 1979; Гулин, 1970; и др.]. В настоящее время доказывается вулканоплутоническое происхождение карбонатных массивов в тесной пространственной и временной ассоциации с интрузиями субщелочного ряда габбродолерит→диорит→кварцевый монцодиорит→кварцевый сиенит. Последние рассматриваются как члены эволюционной серии, образованной в результате глубинной дифференциации базальтовых расплавов повышенной щелочности. Наряду с этим среди карбонатных блоков и тел выделяются первично-осадочные и гидротермально-метасоматические образования.

Карбонатиты Таймыра располагаются к северу от крупнейшей гравиметрической и магнитной кольцевой структуры – Фадьюкудинско-Котуйской (рис. 1) - к югу от которой развиты ультраосновные щелочные с карбонатитами вулканоплутонические образования Маймеча-Котуйской провинции с выходом уникального Гулинского вулканоплутонического клинопироксенит-дунитового, пикрит-меланефелинитового и ийолит-карбонатитового состава. Большая часть кольцевой структуры перекрыта юрско-кайнозойскими отложениями Енисей-Хатангского прогиба. На поверхности ее северная часть вскрывается на Центральном Таймыре в пределах Янгодо-Горбитского выступа, где установлена крупнейшая Дюмталейская дифференцированная феррогаббро-троктолит-верлитовая интрузия. Кольцевая структура является «узловым» сочленением крупнейших геоблоков на севере Центральной Сибири: Анабарского, Курейско-Тунгусского и Северо-Карского [Красный, 1986, Проскурнин и др., 2003]. Таймырская и Маймеча-Котуйская карбонатитовые провинции фиксируют положение триасовых раннекиммерийских межгеоблоковых зон. При рассмотрении мантийных конвективных ячеек первого порядка и горячих точек, существовавших до распада Пангеи, Фадьюкудинско-Котуйская структура находит определенное место на севере Евразийской плиты, отвечая горячей точке или пятну нижнемантийного плюма триаса [Кравченко и др., 1996; Сазонов и др., 2001; Петров и др., 2006].

Карбонатиты Таймыра залегают среди верхнепалеозойских пород, имеют субвертикальные тектонические и секущие инъекционные контакты и характеризуются треугольной, линзовидно-удлиненной и штокообразной формой, контрастно выделяющихся среди серых терригенных образований. На Восточном Таймыре новообразованные вулканоплутонические тела слагают небольшие (первые десятки и сотни метров в поперечнике, иногда достигая площади 2-3 км²) массивы, образуя четковидные цепочки на протяжении 50-60 км, сложно построенные дайково-жильные штокверки с инъекциями во вмещающие породы и секущие пластовые залежи - лавы (?) мощностью от 5 м до 200 м и длиной от 3-5 км до 11 км.

Инъекционные карбонатные тела представлены доломитом, железистым доломитом, анкеритом, кальцитом в тесном сростании с доломитом, характеризуются массивными, брекчиевыми (агломератовыми, псефитовыми, агматитовыми), иногда флюидальными, порфиоровыми и пятнистыми текстурами. Отдельные разности содержат крупные идиоморфные фенокристаллы кальцита (1-5 см в поперечнике) в мелкозернистой существенно кальцитовой основной массе, отвечая крупнопорфировой олигопорфировой структуре эффузивных пород. В обломках брекчий (ксенотуфов) присутствуют осадочные карбонатные и терригенные породы, измененные долериты и габбро, сиениты. В экзоконтакте субвулканических интрузий карбонатитов долериты брекчированы и пронизаны альбит-карбонатным материалом. Форма ксенолитов угловато-округлая с отчетливыми корочками обжига. Размер их от несколько см до 10-15 см, в крупных телах карбонатитов ксенолиты долеритов достигают в диаметре более 10-20 м.

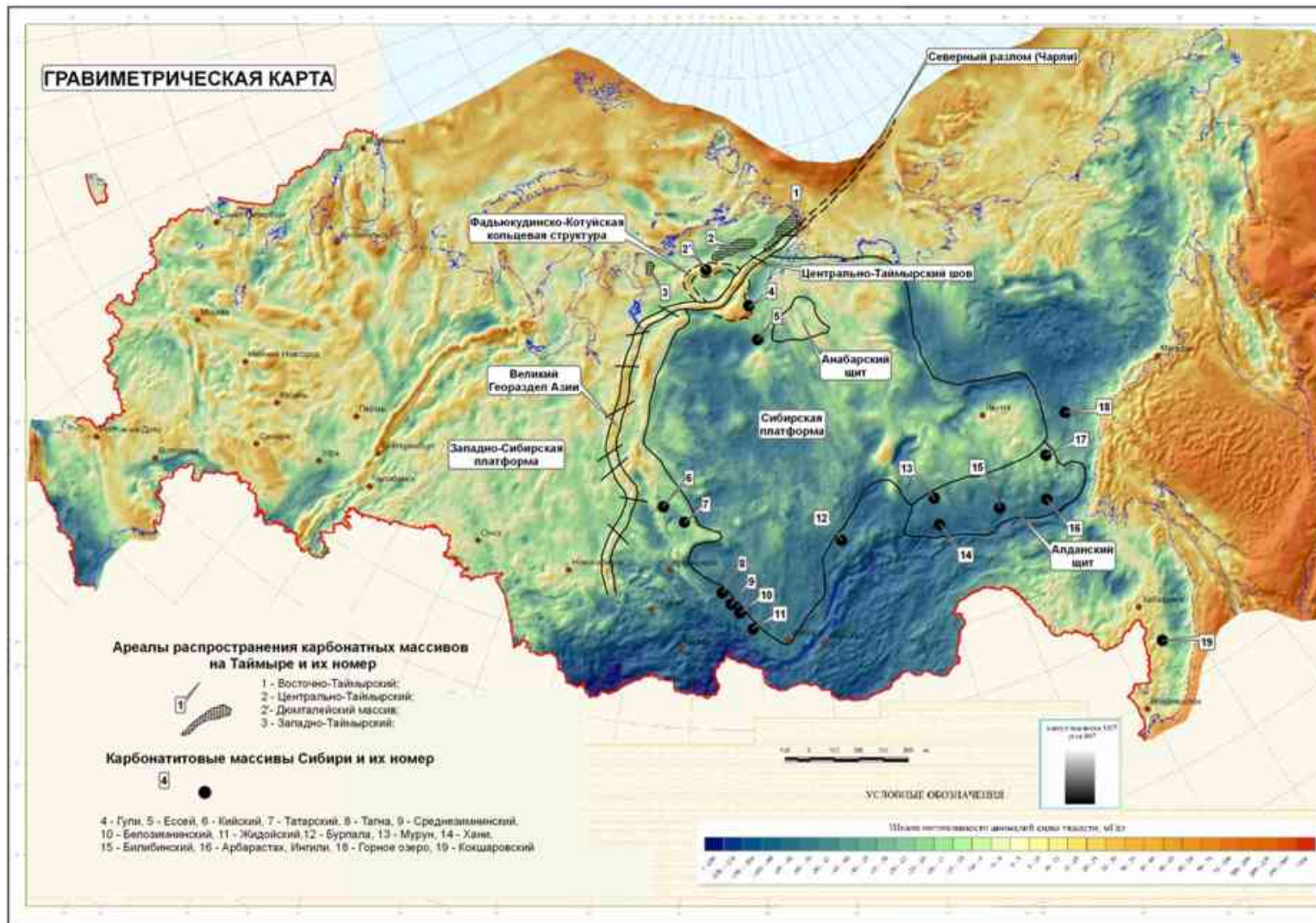


Рис. 1. Ареалы распространения карбонатных массивов на Таймыре и их номер

Среди аксессуарных минералов присутствуют периклаз, альбит, гидродоломит, апатит, монацит, содалит, сфен, рутил, щелочной пироксен (?), Fe-Al-силикат, а также флюорит, апатит, циркон, монацит, бадделеит, ксенотим, клинохлор, кристобалит, сергеевит, сассолин. Силикатные минералы в породах составляют 5-10% объема породы и представлены ксеноморфными зернами альбита, нефелина (?) с тонкими игольчатыми вростками эгирина и арфведсонита. Из высокотемпературных минералов отмечаются *хромипинелид*, гранат, авгит, пижонит. Обращает на себя внимание преобладание фтор-бор-альбитовых карбонатных пород, а также присутствие в них бор-содержащих минералов – иньюита $\text{CaB}_3\text{O}_3(\text{OH})_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и берборита $\text{Be}_2(\text{BO}_3)(\text{OH})$. Флюорит представлен, как правило, антозонитом и сопровождается на заключительных стадиях формирования цельзианом, ватеритом, барий и стронций содержащими карбонатами (альстонитом и паральстонитом). Вторичные изменения магматогенных карбонатов выражаются в широком развитии структур распада и порфиробластеза, образовании альбит-карбонатных, барий-стронциево-карбонатных, сульфидных, баритовых и флюоритовых прожилков и жил.

Гидротермально-метасоматические карбонатные породы слагаются кальцитом, иногда Sb-содержащим кальцитом, сидеритом, Fe-Ca карбонатом промежуточного состава, эпидотом, гематитом, хлоритом, щелочным амфиболом, аксинитом, в кальците отмечается Sr-содержащий барит. Среди рудных минералов широко развиты пирит, пирротин, магнетит, гематит, гетит, маггемит, сфалерит, галенит, шеелит, халькопирит, в меньшей мере клейофан, арсенопирит, герсдорфит, киноварь, борнит, ковеллин, гидроцинкит, минрекордит, вюртцит, станин, цинкит. Прожилково-вкрапленные выделения пирита достигают участками 30-40% иногда до 80%.

Для выяснения генетической природы карбонатных рудоносных пород в лабораториях ВСЕГЕИ были выполнены минералого-геохимические, петрографические, термобарогеохимические, изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования, которыми установлены устойчивые отличия и признаки разногенетического происхождения карбонатных образований. В частности, при термобарогеохимических исследованиях изученные образцы по флюидным включениям отчетливо разделились на первично осадочные и магматические карбонатные породы, установлено, что карбонаты «вулcano-плутонического» генезиса формировались из «кипящих» флюидов при температуре не менее 420°C и давлении около 2,5 кбар. Использование локального анализа цирконов на установке SHRIMP-II позволило определить нижнюю возрастную границу формирования инъекционных тел карбонатов на уровне среднего триаса и время дорастания циркона на границе юры и мела (рис.2).

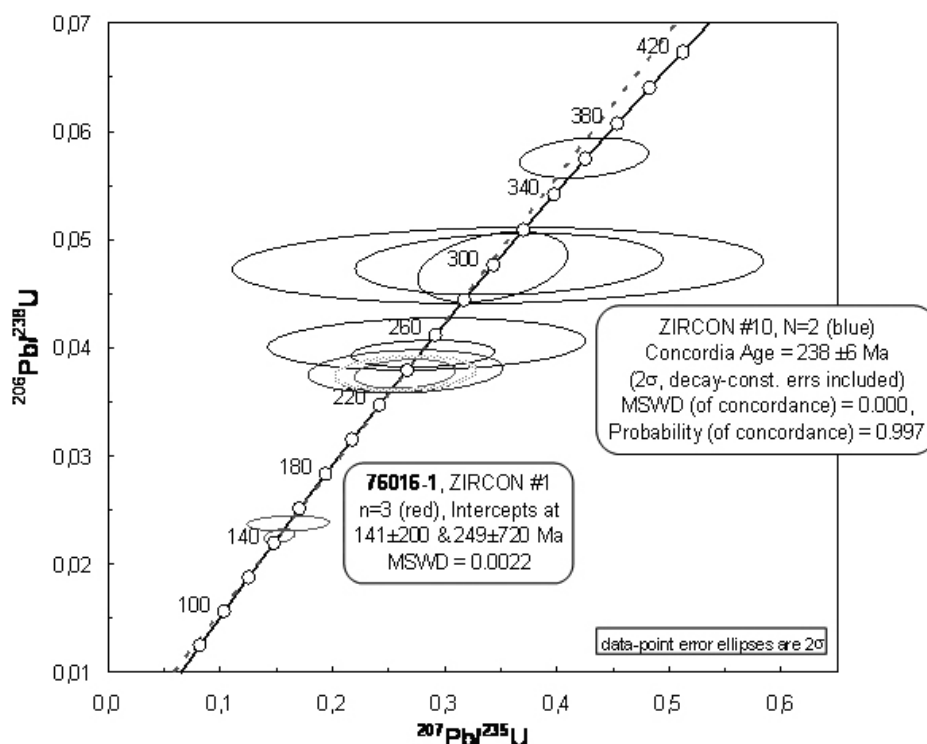


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы карбонатов 76016-1 (р. Северная).

При изучении изотопного состава С и О карбонатных пород разной морфологии и генезиса, на графике их изотопного состава (рис. 3) условно выделяются два тренда, один из которых - возможная линия смешения при ассимиляции мантийных карбонатитовых расплавов с измененными осадочными карбонатными породами. Второй - экзотический тренд, возможно, обязан своим происхождением смешению излившейся карбонатитовой магмы с метановым (изотопно легким по углероду) флюидом, источником которого могли являться богатые захороненной органикой осадочные толщи. Высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7072-0,7098, типичные для осадочных пород, также свидетельствуют о высоком вкладе органогенных карбонатных пород при образовании или перемещении карбонатитовой магмы. Не исключается и крайний случай - реоморфизма в гипабиссальных условиях осадочных карбонатов. Встречаемая нередко в ряде карбонатитовых проявлений высокая величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ является, возможно, не продуктом коровой контаминации, а соответствует параметрам мантии типа EM-2, сформировавшейся в результате рециклинга верхнеконтинентального корового материала, богатого в частности карбонатным веществом [Владыкин, 2005; и др.].

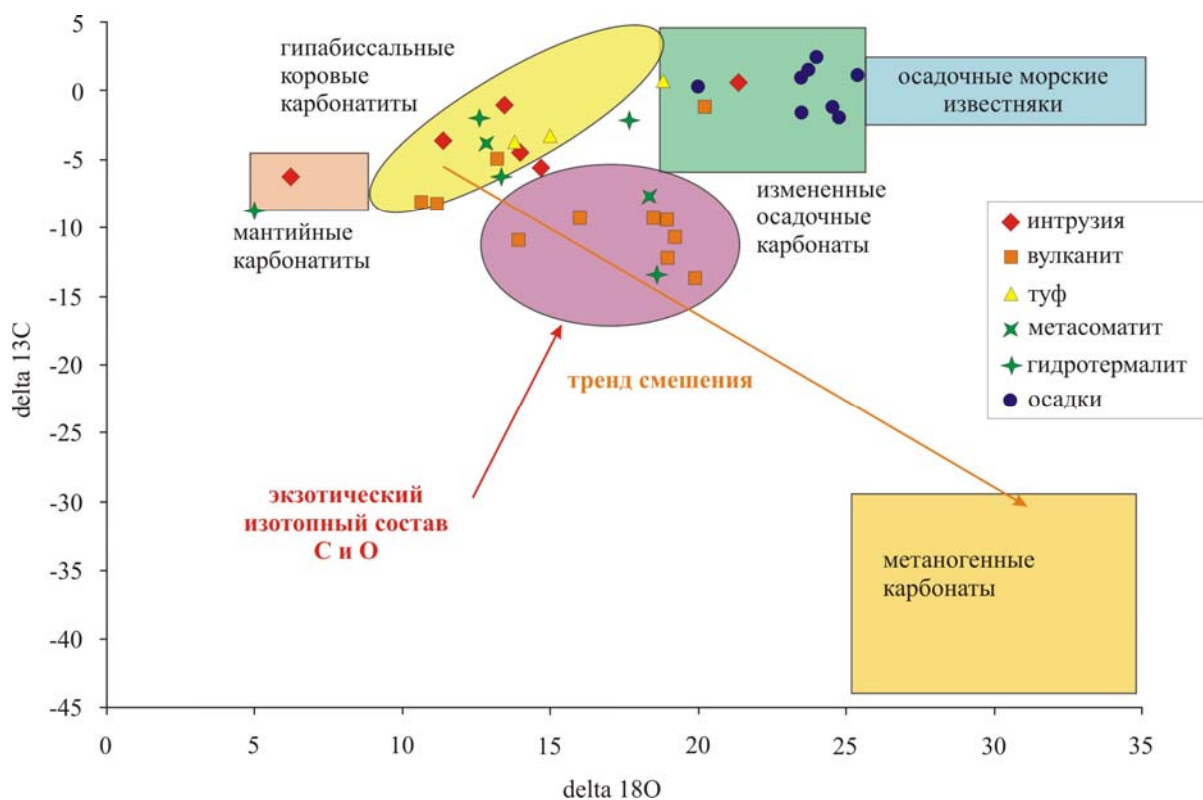


Рис. 3. Генетическая диаграмма распределения карбонатных пород Таймыра по изотопному составу кислорода и углерода.

Таким образом, Таймырский вулcano-плутонический пояс карбонатитов является своеобразным типом карбонатных пород, резко отличающихся от известных классических карбонатитов в связи с щелочно-ультрабазитовым магматизмом. Учитывая ведущую роль Фадьюкудинско-Котуйского горячего пятна Таймыра в формировании карбонатитов Маймеча-Котуйской и Таймырской провинций, а также полученные данные, намечается следующая модель эволюции карбонатитообразования: локальный подъем мантийного субстрата в горячем пятне в триасовый период приводит к последовательной смене магматизма от ультраосновного – щелочного с дифференциатами классических карбонатитов до субщелочногаббро-сиенит-граносиенитового с карбонатитами корового типа вплоть до образования поверхностных вулканогенных фаций карбонатитов, отвечающих по составу на известковым лавам близким эффузивам современного вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Танзании. В соответствие с этим меняется тип оруденения как по горизонтали, так и вертикали магматической колонны: от высокотемпературного апатит-магнетитового с Ta, Nb, Zr к золотосодержащему полиметаллически-сульфидному с Tl, Cd среднетемпературному и барит-флюорит-редкоземельному (La, Ce, Nd) низкотемпературному.

Список литературы

Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск, 2005. С. 13-29.

Гулин С.А. О формации щелочных и карбонатных метасоматитов Центрального Таймыра // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., НИИГА, 1970. С. 170-184.

Кравченко С.М., Хаин В.Е. Глобальные структуры литосферы и мантийная конвекция // Докл. РАН, 1996. Т. 347. № 3. С. 368-371.

Петров О.В., Костюченко С.Л. Глубокие осадочные впадины Сибири как следствие воздействия малых мантийных плюмов на литосферу Земли // Региональная геология и металлогения. СПб, изд-во ВСЕГЕИ, 2002. Вып. 15. С. 58-75.

Проскурнин В.Ф., Симонов О.Н., Соболев Н.Н. и др. Тектоническое районирование Севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра. Дудинка, 2003. Вып. 1. С. 178–209.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, Изд-во ЦНТИ, 2001. 510 с.

Шануренко Н.К. Флюоритовое оруденение Быррангской структурно-металлогенической зоны // Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Л., НИИГА, 1979. С. 66-73.

СХЕМА РЕГУЛЯРНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕПЕЙ ОКЕАНОВ: ПЕРСПЕКТИВА ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В.Н. Пучков

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, e-mail: puchkv@anrb.ru

Наличие в океанах и на континентальных окраинах вулканических цепей с регулярно нарастающим в одну сторону (убывающим в другую) возрастом можно считать непреложно установленным фактом, многократно обсуждавшимся в научных публикациях [Wilson, 1963; Morgan, 1971; O'Neil et al., 2005, Clouard, Bonneville, 2005; Konter, Hanan et al., 2008; и мн. др.].

Все или почти все выявленные к настоящему времени регулярные (time-progressive) вулканические цепи были вынесены автором на единую схему [Пучков, 2008, 2009 а,б] (рис. 1). Поскольку в ходе исследования океанического дна постоянно множится количество высокоточных определений абсолютного возраста вулканов и гийотов, эту схему нельзя считать окончательной; она может и должна постоянно пополняться. Однако и в настоящем виде рассматриваемая схема оказывается весьма полезной при обсуждении генезиса регулярных вулканических цепей и особенностей процессов в мантии.

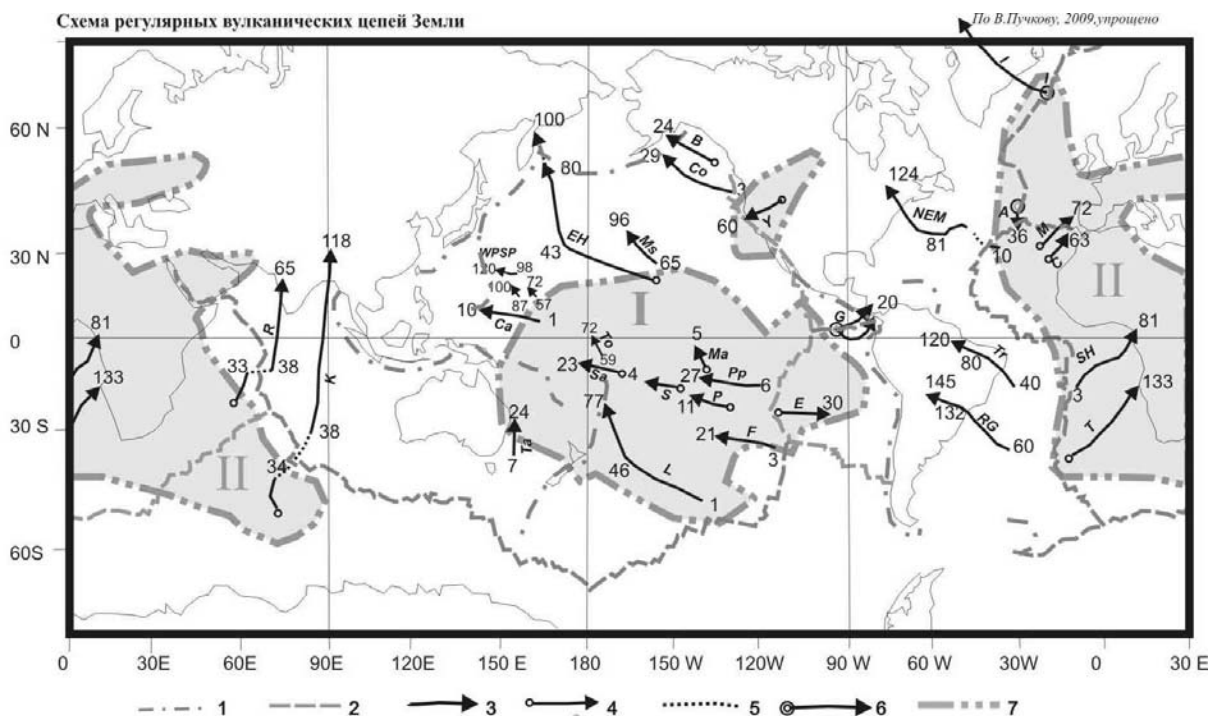


Рис. 1. Схема регулярных вулканических цепей Земли для океанов и приконтинентальных переходных зон. По [Пучков, 2009 а, б и ссылки там же]; упрощено. 1– зоны субдукции; 2– зоны спрединга; 3 – вулканические цепи. Цифры – возраст в млн. лет. На одном конце цифра обозначает возраст наиболее молодого вулкана, На другом – цифрой указан возраст наиболее древнего вулканического. Стрелка указывает направление удрежнения 4. То же, с активным или сравнительно недавно (менее 1 млн. лет) потухшим вулканом на одном из концов. 5. Линия, связывающая генетически единую вулканическую цепь через прерывающий его СОХ. 6. Цепь с современной аномалией плавления, совпадающей с СОХ. 7. Суперсвеллы (контуры LLVSP; площади слегка затенены): I – Тихоокеанский, II – Африкано-Североатлантический; даны по [Burke et al., 2008; Bull, Mc Namara, 2009]. Буквенные обозначения плюмов (от Атлантики через Индийский океан к Тихому): I – Исландский, A – Азорский, NEM – Новая Англия-Метеор, M – Мадейра, C – О-ва Зеленого мыса SH– Святая Елена, Tr – Тристан да Кунья, T-Триндаде, RG – Рио-Гранде, R – Реюньон, K – Кергелен, Ta – Тасманский, WSPSP – Западнотихоокеанская провинция симаунтов (горы Магелланова, Ралик, Уэйк), Ca – Каролинский, To – Токелау, Sa – Самоа, L – Луисвилль, S – Сосайети, Ma – Маркизовы, EH – Императорский-Гавайи, Ms – Музыкантов, Pp – Пукапука, P – Питкерн, E – Пасхи, F – Фаундейшн, G –Галапагос, Y – Йеллоустон, Co – Кобб, B – Ко迪亚к-Боуи.

При объяснении генезиса регулярных вулканических цепей используется несколько гипотез: бегущая трещина, плывущее в астеносфере под влиянием конвекции относительно легкоплавкое эклогитовое тело, наличие мелких конвективных ячеек в верхней мантии [Anderson, 2007; Stuart et al., 2007; Cuffaro, Doglioni, 2007; и др.]. Однако как уже было показано [Пучков, 2009а], они не выдерживают конкуренции с гипотезой мантийных плюмов, – восходящих конвекционных струй прочерчивающих след плавления на движущейся над ней литосферной плите, поскольку не объясняют целого ряда особенностей расположения и ориентировки этих цепей.

Дело, правда, осложняется тем, что изменение возраста вулканов обычно происходит не со строгой математической точностью, а скорее статистически, и может искажаться в силу целого ряда причин. Среди этих причин – ошибки в определениях возраста [Baksi, 2007], заметная, хотя и не доминирующая, подвижность самого плюма [Norton, 2000; O'Neill et al., 2005 и др.], взаимодействие плюма с СОХ, вызывающее искажение и перескоки СОХ или расщепление следа плюма [Cannat et al., 1999; Tronnes, 2002; O'Connor et al., 2007; Mittelstaedt et al., 2008], возникновение поблизости неглубоких очагов плавления, вызванных рифтингом и декомпрессией [Anderson, 2007; Foulger, 2007]; необходимость делать поправку на возможность изменения вектора движения (перемещения эйлерова полюса вращения) плиты со временем (с этим связана сегментация цепи Императорский-Гавайи, Луисвилль и некоторых других, и изменение ориентировки коротких цепей разного возраста) [Wessel, Kroenke, 2008]. Кроме того, надо учитывать реальную возможность наложения молодой цепи на старую, что способно сделать неразличимыми обе временные последовательности.

Некоторые цепи демонстрируют более сложную прогрессию возраста по сравнению с классическими Императорским-Гавайским хребтами (Галапагос, Канары), где вулканы, однажды возникнув, в силу пока невыясненных причин потухают далеко не сразу [Мазарович, 2000, O'Connor et al., 2007].

Несмотря на эти осложнения, современные данные позволяют отразить на глобальной схеме не менее трех десятков вулканических цепей с достаточно ясно выраженной временной прогрессией. Относительно (в сравнении с литосферными плитами) малая подвижность проекций плюмов на земную поверхность позволяет, при всех вышеперечисленных неопределенностях, рассматривать их совокупность в качестве огрубленной системы отсчета для движения литосферных плит. В последнее время это убедительно продемонстрировано на примере Тихоокеанской плиты с использованием данных по 12 наиболее изученным вулканическим цепям, генерированным плюмами [Wessel, Kroenke, 2008].

В глобальном масштабе предположение о том, что расположение плюмов может служить грубой, но вполне адекватной референтной рамой для движущихся литосферных плит, легко проверяется путем сравнения нашей схемы с известными схемами направлений и скоростей движения плит относительно единой точки отсчета (REVEL, ITRF), полученными сочетанием ряда методов (анализ магнитных аномалий NUVEL, спутниковая геодезия GPS, DORIS, SLR и др.). Схема REVEL 2000 (recent velocities) [Sella et al., 2002] доступна на сайте http://www.geodesy.miami.edu/plate_motion.html, схема ITRF 2005 (International Terrestrial Reference Frame) – на сайте <http://itrf.ensg.ign.fr/>

Особенно поражают следующие элементы согласованности этих схем:

1. В Восточно-Тихоокеанской области, по разные стороны от СОХ, регулярные вулканические цепи удревняются в обе стороны почти ортогонально, что находится в соответствии с REVEL 2000 и ITRF 2005, согласно которым скорости расхождения плит по разные стороны СОХ практически равны и почти ортогональны, так что сам СОХ находится на месте.
2. В Ю. и Ц. Атлантике цепи направлены косо по отношению к СОХ, что также в большей или меньшей степени совпадает с векторами движения плит.
3. В районе Аляски и Североамериканских Кордильер цепи Cobb, Bowie and Yellowstone однонаправленны, несмотря на то, что они разделены границей плит; их направления также совпадают с направлением движения плит.
4. Цепи Reunion and Kerguelen, омолаживающиеся к югу, перескакивают через СОХ (хр. Аравийско-Индийский), поскольку последний сам дрейфует на С-С-В.
5. Существуют современные окончания цепей, находящиеся на СОХ. Наличие канала, облегчающего поступление магмы к поверхности в СОХ, и ослабленность литосферы над

плюмом по-видимому, «привязывает» плюм к СОХ на некоторое время, раздваивая вулканическую цепь (Азоры, Галапагос) или изгибая СОХ в направлении смещения плюма (Исландия) [Cannat et al., 1999; O'Connor et al., 2007; Mittelstaedt et al., 2008].

Сильнейшим аргументом в пользу моргановского толкования плюмов как конвективных потоков, идущих от границы ядро-мантия, является их преимущественное расположение над так называемыми суперсвеллами (LLSVP, large low-shear-velocity provinces), выделяемыми сейсмотомографией в слое D" на границе ядра и мантии. Для плюмов, активных в настоящее время, характерно их преимущественное расположение над краями суперсвеллов [Пучков, 2009 а].

Палеомагнитные исследования показали, что связь плюмового вулканизма с суперсвеллами характерна не только для нынешней эпохи, но и сохранялась в прошлом. Основываясь на палеомагнитных данных, [Burke, Torsvik, 2004; Burke et al., 2008] показали, что LIPs (Large Igneous Provinces или Крупные Магматические Провинции) и некоторые горячие точки, реконструированные на время их образования, также были расположены, за некоторыми исключениями, над краями суперсвеллов.

Рассмотрение особенностей становления и развития регулярных вулканических цепей в рамках развития глобальной тектонической парадигмы, в которой «новая глобальная тектоника» является только частью, – справедливой, но уже утратившей новизну, – позволяет отбраковать гипотезы образования таких цепей и обсудить целый ряд проблем тектоники нижней мантии и пограничной зоны ядро/мантия, в том числе таких пока экзотичных как вопросы реальности «мезоплит» и «анти-плюм-тектоники» [Pilger, 2003; Maruyama et al., 2007; Пучков, 2009 б]

Вышеизложенное показывает недооценённость и чрезвычайную важность продолжения работы над совершенствованием глобальной схемы расположения регулярных вулканических цепей по мере появления новых датировок вулканизма в их пределах. Необходимо также создание и постоянное пополнение единой базы данных по определениям абсолютных возрастов вулканов, с оценкой их надёжности и наличия временной прогрессии, что в дальнейшем могло бы стать целью специального международного проекта.

Список литературы

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанического дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.

Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009а, № 1. С. 3–22.

Пучков В.Н. Вулканические цепи с возрастной прогрессией и их геодинамическая интерпретация // Магматизм и рудообразование. Материалы конф. памяти А.Н.Заварицкого. ИГЕМ, 2009б.

Пучков В.Н. Схема регулярных вулканических цепей Земли. Геол. Сб. ИГ УНЦ РАН; 2008. № 7. С. 25-30.

Anderson D.L. The Eclogite Engine: Chemical geodynamics as a Galileo Thermometer // Plates, Plumes, and Planetary Processes. Editors: G. R. Foulger & D. M. Jurdy. A. The Geological Society of America Special Paper 430, 2007. P. 271-275.

Bull A.L. McNamara A.K. Ritsema J. Synthetic tomography of plume clusters and thermochemical piles // Earth and Planetary Science Letters, 2009. 278. P. 152–162.

Burke K., Steinberger B., Torsvik T. H. and Smethurst M. A. Plume Generation Zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core–mantle boundary // Earth and Planetary Science Letters, 2008. V. 265. № 1-2. P. 49-60.

Burke K., Torsvik T. H., Derivation of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle // Earth and Planetary Science Letters, 2004. 227. P. 531– 538.

Baksi A. K. A quantitative tool for detecting alteration in undisturbed rocks and minerals – p. I and II // Plates, Plumes, and Planetary Processes. Editors: Foulger, G. R., Jurdy, D. Geological Society of America Special Paper 430, 2007. P. 65- 97.

Cannat M., Briais A., Deplus C, Escarti J., Georgen J., Lin J., Mercouriev S., Meyzen C, Muller M., Pouliquen G., Rabain A., Silva P. Mid-Atlantic Ridge - Azores, hotspot interactions:

along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999. 173. P. 257-269.

Clouard V., Bonneville A. Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate // In G. Foulger, J. Natland, 22-242D. Presnall and D. Anderson, Eds. *Plates, plumes and paradigms*; Geol. Soc. America Spec. Paper 388, 2005. P. 71-90.

Cuffaro M., Doglioni C. Global kinematics in the deep vs shallow hotspot reference frames // *Plates, plumes, and planetary processes*. Eds: G.R. Foulger, D.M. Jurdy. The Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 430. 2007. P. 359-375.

Foulger G. R. The "Plate" model for the genesis of melting anomalies // *Plates, plumes, and planetary processes*. Eds: G.R. Foulger, D.M. Jurdy. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 430. 2007. P. 1-29.

Konter J. G., Hanan B. B., Blichert-Toft J., Koppers A. A.P., Plank T., Staudigel H. One hundred million years of mantle geochemical history suggest the retiring of mantle plumes is premature // *Earth and Planetary Science Letters*, 2008. 275. P. 285-295.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Res.*, 2007. 11. P. 7-37.

Mittelstaedt E., Ito G., Behn M.D. Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*, 2008. 266. P. 256-270.

Morgan W.J. Convective plumes in the lower mantle // *Nature*, 1971. 230. P. 42-43.

Norton I.O. Global hotspot reference frames and Plate motion // *The history and dynamics of global motions*. AGU Geophysical Monograph No 121, 2000. P. 339-357.

O'Connor J. M., Stoffers P., Wijbrans J. R., Worthington T. J. Migration of widespread long-lived volcanism across the Galapagos Volcanic Province: Evidence for a broad hotspot melting anomaly // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007. 263. 3-4. P. 339-354.

O'Neill C., Müller D., Steinberger B. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames // *G3 Geochemistry, Geophysics, Geosystems*; 2005. V. 6, No 4. P. 1-35.

Sella G. F., Dixon T. H., Mao A., REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res.*, 2002. 107(B4). 2081. doi:10.1029/2000JB000033.

Stuart W. D., Foulger G. R., Barall M. Propagation of the Hawaiian-Emperor volcano chain by Pacific plate cooling stress // Eds. Foulger G.R., Jurdy D.M.. *Plates, plumes, and planetary processes*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 430, 2007. P. 497-507.

Tronnes, R.G., *Geology and geodynamics of Iceland*: Nordic Volcanological Institute, University of Iceland, 2002. 19 p.

Wessel P. and Kroenke L. W. Pacific absolute plate motion since 145 Ma: An assessment of the fixed hot spot hypothesis // *Journal of Geophysical Research*, 2008. 113. B06101. 21 p.

Wilson J. T., A possible origin of Hawaiian islands // *Can. J. Phys.*, 1963. 41. P. 863-866.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕФРЫ И ВЛИЯНИЕ ПЕПЛОПАДОВ НА СТАНОВЛЕНИЕ ЛАНДШАФТОВ СРЕДНИХ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ

Н. Г. Разжигаева¹, Х.А. Арсланов², Л.А. Ганзей¹, А.В. Рыбин³

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: nadyar@tig.dvo.ru

²Факультет географии и геоэкологии СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: arslanovkh@mail.ru

³Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: rybin@imgg.ru

Средние и Северные Курилы представляют большой интерес для палеорекоkonструкций. На островах расположены вулканы, проявлявшие активность в голоцене [Горшков, 1967; Камчатка..., 1974; Новейший..., 2005], история их активизации пока слабо изучена. Остается не решенным вопрос, какова роль вулканических извержений в развитии ландшафтов небольших островов, и как они влияют на изменение растительности на фоне климатических изменений. В 2006-2008 гг. на Средних и Северных Курилах были проведены комплексные экспедиции [Левин и др., 2007, 2008, <http://depts.washington.edu/ikip/index.shtml>]. Разрезы голоценовых отложений изучались практически на всех крупных островах, в них обнаружены многочисленные прослои вулканических пеплов, изучение которых включало микрозондовый анализ вулканического стекла и пироксенов (Радиевый институт им. В.Г. Хлопина, г. Санкт-Петербург), химический состав валовой пробы (ДВГИ ДВО РАН), гранулометрический анализ на «Analysette 22» (ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток). Радиоуглеродные даты получены в ГИН РАН (г. Москва, индекс ГИН) и СПбГУ (г. Санкт-Петербург, индекс ЛУ) по растительным остаткам, нерастворимым в щелочи, и гуминовым кислотам, выделенным из щелочной вытяжки. Калибровка радиоуглеродных дат проведена в лаборатории СПбГУ на основании калибровочной программы "CalPal" Кёlnского университета 2006 года, авторы В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke [www.calpal.de], даты с индексом ГИН – по программе OxCal 3.9, автор В. Ramsey [www.ncsu.edu/project/archae/enviro_radio].

Для реконструкции развития природной среды в голоцене одним из наиболее информативных разрезов является торфяник, обнаруженный на юге о. Кетой (Средние Курилы). Остров (площадь 71 км²) представляет собой одну из наиболее сложно устроенных вулканических построек на Курильских островах, образованную несколькими разновозрастными вулканами. В центральной части острова расположен влк. Палласа (высота 993 м), неоднократно извергавшийся в историческое время [Курильские..., 2004], в западной части – частично разрушенный влк. Кетой (высота 1172 м), в центре постройки находится древняя кальдера, занятая оз. Малахитовым. Возраст вулканов – от позднего плейстоцена до голоцена [Горшков, 1967; Новейший..., 2005]. Большинство изученных торфяников расположены на плато в юго-восточной части острова. Мощность торфа, как правило, не превышает 1.1 м. В качестве опорного был выбран наиболее глубокий (мощность 2.83 м) и содержащий наибольшее количество пепловых прослоев разрез торфяника 4006, расположенный к востоку от руч. Сточный (47°18.008' с.ш., 152°30.629' в.д.). В разрезе получено 16 радиоуглеродных дат, показывающих, что накопление торфа началось около 6.4-6.5 тыс. ¹⁴С л.н. В разрезе зафиксировано 24 прослоя вулканических пеплов (мощностью от нескольких миллиметров до 3 см) как от местных источников, так и удаленных вулканов. По данным химического анализа валовой пробы встречено четыре пепла дацитового состава, два андезито-базальтового, два риолитовых; остальные пеплы имеют андезитовый состав и относятся к умеренно калиевой известково-щелочной серии. 18 прослоев, по-видимому, относятся к транзитным пеплам, они сложены хорошо сортированным материалом с преобладанием частиц алевритовой размерности, большая часть предположительно образована в результате извержений вулканов о. Симушир. Полученные ¹⁴С-даты позволили определить возраст нескольких извержений. Вулканический пепел, залегающий в основании разреза, представлен серым умеренно сортированным алевритом и мелкозернистым песком, вулканическое стекло характеризуется низким содержанием К₂О (1.08%), SiO₂ (74.09%). В нижней части торфяника залегают риолитовый и два дацитовых пепла, которые представлены светло-желтым и светло-серым, почти белым, хорошо сортированным мелким алевритом. Верхний из них имеет одномодальную кривую распределения (мода 20-30 мкм), содержание фракции 0.01-0.05 мм составляет 54%, примесь песка – 10%. Пеплы включают вулканическое

стекло со средним и высоким содержанием K_2O (2.53-2.92%), высоким содержанием TiO_2 (0.43-0.57%). Они имеют близкий возраст – из торфа под нижним и верхним прослоем получены ^{14}C -даты 6390±100 л.н., ЛУ-5735; 6370±40 л.н., ГИН-13905. Эти пеплы имеют удаленный источник и, по-видимому, могут в дальнейшем использоваться, как маркирующие. Выше по разрезу вскрыт прослой темно-серого вулканического пепла, представленного алевритистым песком (фракции >0.1 мм 56.5%) с примесью пелита (7.1%) с бимодальной кривой распределения (моды 20-30 мкм и 100-125 мкм). По химическому составу он относится к андезитам (SiO_2 58.25%) с низким содержанием K_2O (0.56%, в вулканическом стекле – 0.60%, SiO_2 59.26%). Источником этого пепла могло быть сильное извержение на о. Симушир, которое произошло во второй половине среднего голоцена. На границе среднего-позднего голоцена (^{14}C -дата из подстиляющего торфа 2250±80 л.н., ЛУ-5739) образовался пепел, сложенный умеренно сортированным крупнозернистым песком с бимодальной кривой распределения (моды 0.5-0.63, 0.8-1 мм). В позднеголоценовой части разреза обнаружен прослой риолитового вулканического пепла, сложенного светло-желтым алевритом (фракции 0.01-0.05 мм 37.5%) с бимодальной кривой распределения (моды 20-30; 80-90 мкм) с примесью песка (до 26.5%). Вулканическое стекло отличается по морфологии от других пепловых прослоев – преобладают волокнистые разности и обломки стенок крупных пузырьков. Содержание K_2O в вулканическом стекле 1.89%, SiO_2 78.44%. Вулканический пепел прослеживается во всех разрезах торфяников о. Кетой и может использоваться в качестве возрастного маркера. ^{14}C -дата из подстиляющего пепел торфа 2110±40 л.н., ГИН-13901; из перекрывающего – 1650±70 л.н., ЛУ-5740. Этот вулканический пепел широко распространен в голоценовых разрезах Средних Курил и встречен на о. Уруп. В разрезе торфяника на побережье бух. Осьма (о. Уруп) его мощность достигает 30 см, из подстиляющего торфа получена ^{14}C дата-2280±90 л.н., ЛУ-5947. Предполагаемый вулканический источник находился на севере о. Итуруп. На о. Кетой в верхней части всех разрезов прослежен прослой темно-серого вулканического пепла (мощностью до 2 см) андезитового состава с низким содержанием K_2O (0.49%), сложенный хорошо сортированным песком (мода 0.25-0.315 мм). Из подстиляющего торфа получена ^{14}C -дата 1230±90 л.н., ЛУ-5741. Прослой тефры, которые предположительно принадлежат местным вулканам (в том числе влк. Палласа), сложены плохо сортированным песком с примесью грубого материала, всего в разрезе встречено 7 таких прослоев. По составу они относятся к андезитам и дацитам умеренно калиевой известково-щелочной серии (K_2O 0.98-1.18%). В кровле некоторых разрезов торфяников встречен прослой тефры, представленный серым разнозернистым плохо сортированным песком и отвечающий одному из исторических извержений влк. Палласа.

Комплексное изучение торфяника о. Кетой показало, что ландшафты острова прошли сложный путь развития. Выделяются несколько фаз, отвечающих периодам обводнения и уменьшения увлажнения. Накопление торфа 5510-5320 ^{14}C л.н. совпало с началом фазы вулканической активности, сначала произошло извержение на о. Кетой, в результате которого на болоте образовался прослой грубой тефры, далее происходило неоднократное выпадение вулканических пеплов, образованных, в основном, в результате извержений вулканов о. Симушир. 5320-5180 ^{14}C л.н. отмечено сокращение содержания сфагновых мхов в торфе, лежащем выше прослоев вулканических пеплов, что свидетельствует о неблагоприятном влиянии пеплопадов на развитие мхов. Такой же эффект отмечен для развития растительности болот о. Хоккайдо [Notes, 2004]. Снижение обводнения болота 5180-4210 ^{14}C л.н. могло происходить за счет улучшения дренажа, вызванное неоднократным выпадением пеплов песчано-алевритовой размерности. Около 4090-3760 ^{14}C л.н. на плато отмечена кратковременная фаза развития зарослей ольховника после выпадения пепла андезибазальтового состава (мощностью до 3 см), предположительно связанного с извержением влк. Палласа. Ландшафты приобрели облик близкий к современным в последние 1230 ^{14}C лет.

На о-вах Ушишир получена ^{14}C -дата 2310±50 л.н. (ЛУ-5939) из прослоя торфянистого алеврита, перекрытого мощной пачкой тефры, вскрытой в берегу обрыве в северной части о. Янкича.

В центральной части острова о. Расшуа был изучен разрез озерно-болотных отложений, расположенный в древней кальдере. Торфяник, включающий многочисленные пепловые прослой, залегает на голубовато-серых плотных неслоистых глинах. Процесс торфообразования начался в среднем голоцене (^{14}C -даты из нижней части торфяника 6790±40

л.н., ГИН-13912; 6930 ± 120 л.н., ЛУ-5756). В разрезе встречено 17 прослоев тефры разного состава, мощность их меняется от нескольких миллиметров до 32 см. Наиболее мощный прослой грубой тефры залегает в верхней части разреза, вулканическое стекло характеризуется высоким содержанием SiO_2 (77.04%) и низким K_2O (0.96-1.02%). Этот прослой тефры хорошо прослеживается во всех разрезах торфяников и почвенно-пирокластических чехлов в южной части о. Расшуа и, вероятно образовался в результате извержения на о. Янкича. Большинство прослоев вулканических пеплов из торфяника в древней кальдере о. Расшуа имеют средний состав, характеризуются хорошей сортировкой материала и, вероятно, являются транзитными. Вулканический пепел, представленный алевритом, из верхней части торфяника близок по химическому и гранулометрическому составу к риолитовому пеплу, хорошо выраженному в разрезах позднеголоценовых торфяников и почв о. Кетой. Мощный пепел (16 см) в средней части разреза сложен темно-коричневым мелкозернистым хорошо сортированным песком, ^{14}C -дата из подстилающего торфа 4160 ± 50 л.н., ГИН-13908. Возможно, выпадение этого пепла привело к перерыву в торфонакоплении, о чем свидетельствует ^{14}C дата из перекрывающего торфа 2970 ± 80 л.н., ЛУ-5757. Два маломощных пепловых прослоя в среднеголоценовой части разреза, залегающих с интервалом 2 см, по химическому составу стекла хорошо сопоставляются с двумя вулканическими пеплами из нижней части торфяника о. Кетой (разрез 4006) и, возможно, имели один источник. Из торфа, залегающего под верхним из них на о. Расшуа получена ^{14}C -дата 6120 ± 40 л.н., ГИН-13911. Распределение прослоев пеплов по разрезу говорит о том, что вулканическая активность и ее влияние на разные компоненты ландшафтов возрасла в позднем голоцене.

На о. Матуа изучен разрез торфяника на побережье бух. Айну, включающий многочисленные прослои тефры влк. Сарычева, который был чрезвычайно активным в позднем голоцене. Из торфа в основании разреза получена ^{14}C -дата 2310 ± 60 л.н., ЛУ-5931.

На о. Шиашкотан изучен разрез торфяника около м. Гротового в долине временного водотока на высоте около 60 м, пять ^{14}C дат показывают, что накопление торфа началось в среднем голоцене. Торфяник включает шесть прослоев вулканических пеплов. Три нижних слоя сложены разнотельным плохо сортированным песком, предположительно они образовались в результате извержений вулканов о. Шиашкотан. Два нижних прослоя тефры подстилаются торфом с ^{14}C -датами 3790 ± 80 л.н., ГИН-13916 и 3670 ± 40 л.н., ГИН-13915 (калиброванный возраст 2470-1970 BC и 2200-1920 BC). Выше залегает мощный (9 см) пепел с включениями грубого материала, который отложился около 1000 л.н. BC (^{14}C -даты из нижележащего торфа 2870 ± 40 л.н., ГИН-13914, из перекрывающего торфа 2330 ± 80 л.н., ЛУ-5749). Вулканическое стекло из данного прослоя при высоком содержании SiO_2 (76.4-77.02%) отличается пониженным содержанием K_2O (1.52-1.57%). Верхние три маломощных прослоя вулканических пеплов сложены светло-серым алевритом, нижние из них образованы в результате извержений следовавших одно за другим, около 50BC-130 AD (^{14}C -дата из торфа между прослоями 1970 ± 40 л.н., ГИН-13913).

На о. Онекотан – втором по величине острове из группы Северных Курил (43x17 км), изучено два разреза торфяников мощностью до 2.14 м. Один в центральной части острова на Шестаковском перешейке (разрез 9606 на высоте около 200 м), другой на склонах влк. Тао-Русыр (разрез 9706 на высоте около 420 м). Разрезы вскрывают отложения небольших болот в линейных понижениях в верховьях рек Ольховки и Кедровки. Подстилающими отложениями являются отложения пирокластических потоков кальдерообразующего извержения влк. Тао-Русыр, одного из крупнейших извержений голоцена на Курилах, произошедшего около 7500 ^{14}C л.н. [Камчатка..., 1974; Новейший..., 2005]. Для разрезов получено 16 ^{14}C датировок, показывающих, что накопление торфа началось во второй половине среднего голоцена (около 5150 ± 40 л.н., ГИН-13922). Торфяник на Шестаковском перешейке включает 24 прослоя пеплов (мощностью до 3 см). В нижней части разреза встречено три прослоя риолитовых пеплов, представленных светло-желтым алевритом, вулканическое стекло отличается высоким содержанием K_2O . Пока трудно точно определить источники, но можно предположить, что они находились на значительном удалении. Эти пепловые прослои были датированы по вмещающему торфу (^{14}C -дата из торфа выше нижнего прослоя – 5150 ± 40 л.н., ГИН-13922; из торфа под вторым снизу прослоем – 3920 ± 50 л.н., ГИН-13919; из торфа под третьим снизу прослоем – 3640 ± 50 л.н., ГИН-13918). Эти пеплы могут быть маркирующими для отложений среднего-позднего голоцена Северных Курил, на Средних Курилах они не встречены. В нижней части разреза из торфа под прослоем пепла среднего состава, сложенного темно-серым

алевритом, получена ^{14}C -дата 4940 ± 40 л.н., ГИН-13921. Выше встречен прослой пепла, представленный светло-серым алевритом с более высоким содержанием SiO_2 и K_2O в вулканическом стекле, под ним получена ^{14}C -дата 4670 ± 40 л.н., ГИН-13920. В верхней части разреза обнаружены преимущественно андезитовые пеплы с умеренным содержанием K_2O . Среди них датирован хорошо выраженный прослой (мощностью до 3 см), сложенный светло-серым среднезернистым умеренно сортированным песком (^{14}C -дата из подстилающего торфа 2440 ± 40 л.н., ГИН-13917). Его источник предположительно был местным, возможно, влк. Креницына. В кровле торфяника обнаружен пепел, сложенный светло-серым мелкозернистым хорошо сортированным песком (мощностью до 2 см), который по химическому составу вулканического стекла близок к тефре влк. Севергина (о. Харимкотан), крупное извержение которого произошло в 1933 г. [Новейший..., 2005]. Распределение прослоев вулканических пеплов по разрезу торфяника свидетельствует о разной степени влияния пеплопадов на развитие ландшафтов во второй половине среднего и в позднем голоцене.

Ландшафты на склонах влк. Тао-Русыр испытывали большое воздействие пеплопадов в среднем-позднем голоцене. Торфяник на склоне вулкана включает больше прослоев вулканических пеплов, чем торфяник Шестаковского перешейка – здесь встречено не менее 35 горизонтов тефр, их мощность меняется от нескольких миллиметров до 5 см. Часть из них сложена плохо сортированным материалом и, вероятно, образовалась при извержениях влк. Креницына. В нижней части торфяника встречено три прослоя риолитовых пеплов, представленных желтым алевритом, схожих по составу с пеплами из разреза торфяника Шестаковского перешейка, ^{14}C -дата из торфянистого алеврита, подстилающий нижний желтый прослой – 4870 ± 50 л.н., ГИН-13926, вероятно, омоложена. ^{14}C -дата 3690 ± 40 л.н., ГИН-13924, полученная из торфа под верхним желтым прослоем близка к дате под верхним желтым прослоем в разрезе 9606. Вероятно, можно коррелировать и мощные прослои темно-серого вулканического пепла из нижней части разрезов, выше которого в разрезе 9706 ^{14}C -дата – 4560 ± 40 л.н., ГИН-13925, а в разрезе 9606 из нижележащего торфа – 4940 ± 40 л.н., ГИН-13921. Для более точного определения источников требуется дальнейшая детальная работа.

Комплексное изучение разрезов голоценовых торфяников показало, что на о-вах Симушир, Матуа, Харимкотан, Онекотан изменение ландшафтов было связано не только с климатическими изменениями, но и с активной вулканической деятельностью. После выпадения мощных пепловых прослоев преобладающими становились заросли ольховника, в периоды относительного покоя они замещались кедровым стлаником. На о. Матуа в обрамлении активно действующего влк. Сарычева в позднем голоцене были распространены луга, смены доминантов которых контролировались изменениями увлажнения, связанного с выпадением пеплов разного механического состава. Можно отметить ряд островов, где местные вулканы были малоактивными в среднем-позднем голоцене. Из группы Средних Курил к таким островам относятся Кетой и Расшуа, на Северных Курилах – о. Шиашкотан, эти острова могли являться центрами сохранения биоразнообразия. Распределение прослоев вулканических пеплов по разрезам торфяников показало, что частота вулканических извержений в среднем-позднем голоцене была неравномерной. Данные, полученные для о. Кетой, свидетельствуют о том, что активизация вулканической деятельности в районе Средних Курил происходила около 6500-6370, 5370-5180; 4550-3600, 2250-1230 ^{14}C л.н. Отмечены отдельные извержения, секторы разноса пеплов которых захватывали несколько островов. После выпадения вулканических пеплов крупных извержений отмечено более широкое развитие ольховника в растительном покрове и уменьшение роли сфагновых и зеленых мхов среди болотных ассоциаций.

Гранты РФФИ 06-05-64033, 09-05-00003, экспедиции проводились в рамках Курильского Биоконференциального проекта КБР (грант NSF ARC-0508109) и по проектам РФФИ. Авторы выражают благодарность М.М. Певзнер (ГИН РАН) за проведение радиоуглеродного датирования ряда образцов.

Список литературы

- Горшков Г.С.** Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
Камчатка, Курильские и Командорские острова. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. М.: Наука, 1974. 439 с.

Курильские острова (природа, геология, землетрясения, вулканы, история, экономика. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное изд-во, 2004. 226 с.

Левин Б.В., Фитцхью Б., Бурджуа Д., Рыбин А.А. и др. Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2006 г. (I этап) // Вестник ДВО, 2007. № 1. С. 144-148.

Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В. и др. Проявления цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // ДАН. 2008. Т.419. №1. С. 118-122.

Новейший и современный вулканизм на территории России. Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатилов О.А. и др. М.: Наука, 2005. 604 с.

Hotes S., Poschlod P., Takahashi H., Grootjans A.P., Adema E. Effects of tephra deposition on mire vegetation: a field experiment in Hokkaido, Japan // Journal of Ecology, 2004. V. 92. № 4. P. 624-634.

ПОДВОДЯЩИЕ КАНАЛЫ ГАЙОТОВ ВУЛКАНОЛОГ И КОЦЕБУ (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)

В.А. Рашидов¹, П.Н. Новикова², А.С. Долгалъ²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: rashidva@kscnet.ru;

²Горный институт УрО РАН, Пермь, e-mail: dolgal@mi-perm.ru

Исследование современного подводного вулканизма Мирового океана, невозможно без анализа его эволюции. В настоящее время одним из наиболее интересных районов проявления мелового вулканизма в Тихом океане являются Магеллановы горы. Магеллановы горы представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном, гайотов, в средней части Восточно-Марианской котловины, простирающуюся на 1100 км от Марианского желоба к северо-востоку, востоку, а затем и к юго-западу, в направлении восточного окончания Каролинского вала (рис. 1).

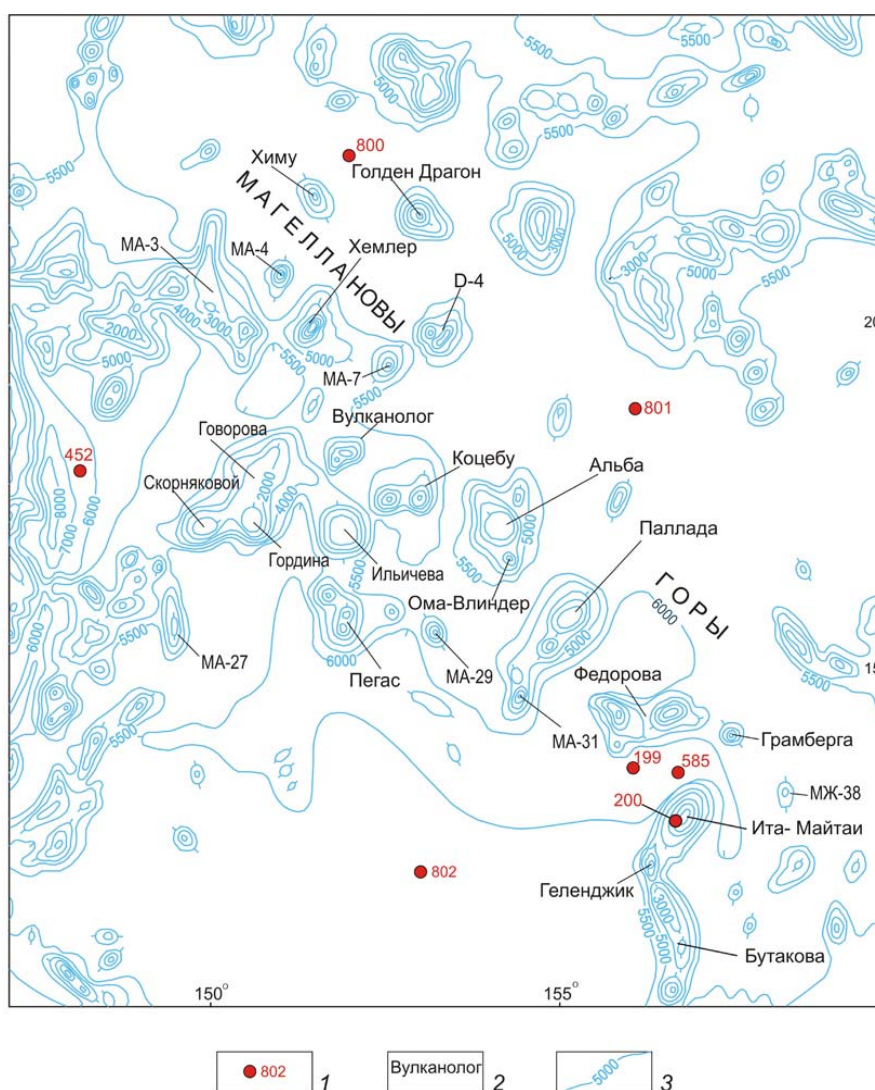


Рис. 1. Гайоты Магеллановых гор. 1- скважины глубоководного бурения; 2 – название гайотов; 3- изобаты.

Гайоты возвышаются над относительно ровным дном Восточно-Марианской котловины с глубинами ~ 5500 – 6000 м на высоту до 4500 – 4800 м и достигают глубинных отметок 1300 – 1200 м.

В 1986 г. во время 13 рейса НИС «Вулканолог» были исследованы гайоты Вулканолог и Коцебу [Рашидов, 2006; Рашидов и др., 2003; Рашидов, Селянгин, 2003; Шкира, 1990].

Позднее эти гайоты были изучены в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» [Гайоты, 1995; Жигулев и др., 1988; Кулаков и др., 1987; Ломтев и др., 2007] и при проведении исследований на судах Мингео СССР [Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Брусиловский, Соколов, 1992; Мельников, 2005].

Гайот Вулканолог состоит из двух плосковершинных построек, расположенных на расстоянии 18 км друг от друга и имеющих общее основание овальной формы. Диаметр гайота по изобате 5000 м около 50 км. Плоские вершины расположены на глубинах 1200 м и 1380 м. Седловина между вершинами располагается на глубине ~ 2000 м и имеет субширотное простирание. Склоны гайота сложены плотными вулканическими породами, а в своих верхних частях перекрыты плотными рифогенными известняками. Они осложнены большим количеством мелких возвышенностей - вероятно, побочных вулканических конусов, имеющих относительную высоту до нескольких сотен метров. На вершине гайота обнаружены останцы древних коралловых построек и линзы стратифицированных осадков, видимо, лагунного происхождения.

Гайот Коцебу (ТИГ) состоит из двух плосковершинных построек, расположенных на расстоянии 40 км друг от друга (рис. 1). . Размер гайота по изобате 4000 м - 80×35 км. Вершины расположены на глубинах 1360 м и 1180 м. Плоские вершины построек имеют треугольную форму и размеры в поперечнике - 14-19 км. Седловина между вершинами располагается на глубине ~ 3500 м и имеет субмеридиональное простирание. Склоны гайота расчленены процессами подводной эрозии и осложнены большим количеством мелких возвышенностей, вероятно, побочных вулканических конусов, имеющих относительную высоту до первых сотен метров. Они сложены плотными вулканическими породами, а в своих верхних частях перекрыты плотными рифогенными известняками. На вершине гайота обнаружены останцы древних коралловых построек и линзы стратифицированных осадков, видимо, лагунного происхождения. В гравитационном поле в редукции свободного воздуха западной постройке гайота Коцебу соответствует положительная аномалия [Жигулев и др., 1988].

При драгировании, выполненном в 13 рейсе НИС «Вулканолог», с вершин гайотов Вулканолог и Коцебу были подняты обломки рифогенных известняков и облегающих их мощных, до 12-15 см черных Fe-Mn корок. Доминирующая роль Fe-Mn корок в поднятом драгами материале создает впечатление полного обрастания и заглаживания ими вершин обоих гайотов [Рашидов и др., 2003; Рашидов, Селянгин, 2003].

Магнитные аномалии, зафиксированные над гайотами, имеют обратную полярность. Гайоты расположены в области развития отрицательного магнитного поля, и только на их северном и южном склонах отмечены положительные значения. Интенсивность отрицательных аномалий над вершинами гайота Вулканолог достигает 1000 –1200 нТл, а над вершинами гайота Коцебу - 400 –600 нТл. Столь интенсивные аномалии магнитного поля могут быть вызваны лишь вулканическими породами, слагающими ядро гайота, а рифогенные известняки и Fe-Mn корки существенного влияния на структуру магнитного поля не оказывают.

Возраст формирования гайотов, определенный по результатам магнитного моделирования, приходится на границу обратной полярности баррем-готтерив и составляет 123-127 млн. лет [Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Брусиловский, Соколов, 1992].

В настоящей работе впервые предпринята попытка выделения подводящих магматических каналов в постройках гайотов с использованием томографической интерпретации цифровых моделей магнитного поля. Томографическая интерпретация – новое, интенсивно развивающееся в последние годы направление анализа геопотенциальных полей, связанное с попытками получения послойного распределения физических свойств горных пород при минимуме априорной информации об источниках. Необходимость построения трехмерных распределений плотности и намагниченности, приближенно характеризующих геологическое строение изучаемого объема среды, диктуется практикой геофизических работ. Несмотря на известные ограничения, связанные с неоднозначностью решения обратной задачи магнитометрии и с глубинными характеристиками трансформант поля, методы томографической интерпретации позволяют успешно проводить решение разнообразных геологических задач, как картировочного, так и поискового характера в различных физико-геологических условиях.

Выделяются два основных направления томографической интерпретации: аппроксимационная и фильтрационная [Бабаянц и др., 2003]. Метод фильтрационной

томографии реализуется, в частности, в компьютерной технологии VECTOR, разработанной в Горном институте УрО РАН под руководством проф. В.М. Новоселицкого. Эффективность системы подтверждена многочисленными результатами ее практического использования при решении широкого круга геологических задач, в том числе при поисках и разведке месторождений углеводородов [Новоселицкий и др., 2008].

В данном случае выполняется разложение магнитного поля на «разноглубинные» составляющие с использованием его аналитической аппроксимации эквивалентными источниками [Долгаль, 2002]. Это позволяет с высокой точностью осуществлять пересчет поля в верхнее полупространство на различные уровни h . В первом приближении, после пересчета геопотенциального поля U на высоту h_1 , мы исключаем влияние источников, лежащих выше некоторой эффективной глубины $H_{эф1}$. Соответственно, результаты пересчета поля на высоту h_2 ($h_2 > h_1$) не содержат влияния источников, лежащих выше эффективной глубины $H_{эф2}$. Аномальный эффект горизонтального слоя горных пород, расположенного между глубинами $H_{эф1}$ и $H_{эф2}$, отождествляется с разностью пересчитанных вверх полей $U_{h1} - U_{h2}$ [Мартышко и др., 2002].

Однако в случае наличия низкочастотной (фоновой) составляющей более контрастную локализацию физических неоднородностей позволяет получить сочетание пересчета в верхнее полупространство с вычислением вертикальной производной поля $\partial U / \partial z$. Такое преобразование по сути является полосовой фильтрацией, при этом сохраняется линейный характер взаимосвязи между разностными компонентами полей $(\partial U / \partial z)_{h1} - (\partial U / \partial z)_{h2}$ и петрофизическими параметрами разреза. Следует также отметить, что хотя характер взаимосвязи параметров $H_{эф}$ с реальными глубинами залегания для совокупности возмущающих объектов весьма сложный, 3D-диаграммы вертикальных производных магнитного поля $\partial(\Delta T_a) / \partial z$, объединяющие аномальные эффекты отдельных слоев, позволяют получить принципиально новую информацию о строении изучаемого объема геологической среды.

Данный подход использовался при построении трехмерных петромагнитных моделей гайотов Вулканолог и Коцебу. Результаты ранее выполненных гидромагнитных съемок были векторизованы, полученные цифровые модели геомагнитного поля ΔT_a были преобразованы в трехмерные диаграммы $\partial(\Delta T_a) / \partial z$ (при этом в качестве параметра Z использовалось значение эффективной глубины центра для каждого отдельно пласта), характеризующие пространственное распределение эффективной намагниченности горных пород - «квазинамагниченность» [Бычков и др., 2005]. Для визуализации и построения различно ориентированных сечений 3D-диаграммы использовалась программа TecPlot 9.0, результаты выполненных интерпретационных построений приведены на рис. 2, 3.

Построенные модели отражают на качественном уровне основные особенности внутреннего строения исследуемых гайотов - многожерловых вулканических аппаратов центрального типа. Следует отметить, что в результате применения томографической интерпретации отчетливо выделяются и прослеживаются на глубину подводящие каналы, по которым происходили излияния лавы.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 09-3-А-08-427).

Список литературы

Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. 31-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М: ОИФЗ РАН, 2004. С. 11.

Брусиловский Ю. В., Городницкий А. М., Соколов Б.А. Время формирования Магеллановых подводных гор (Тихий океан) по данным геомагнитного изучения // ДАН. 1992а. Т. 322. № 1. С. 61-63.

Брусиловский Ю.В., Городницкий А. М., Соколов Б.А. Вулканотектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения // Геотектоника, 1992б. №5. С. 96-106.

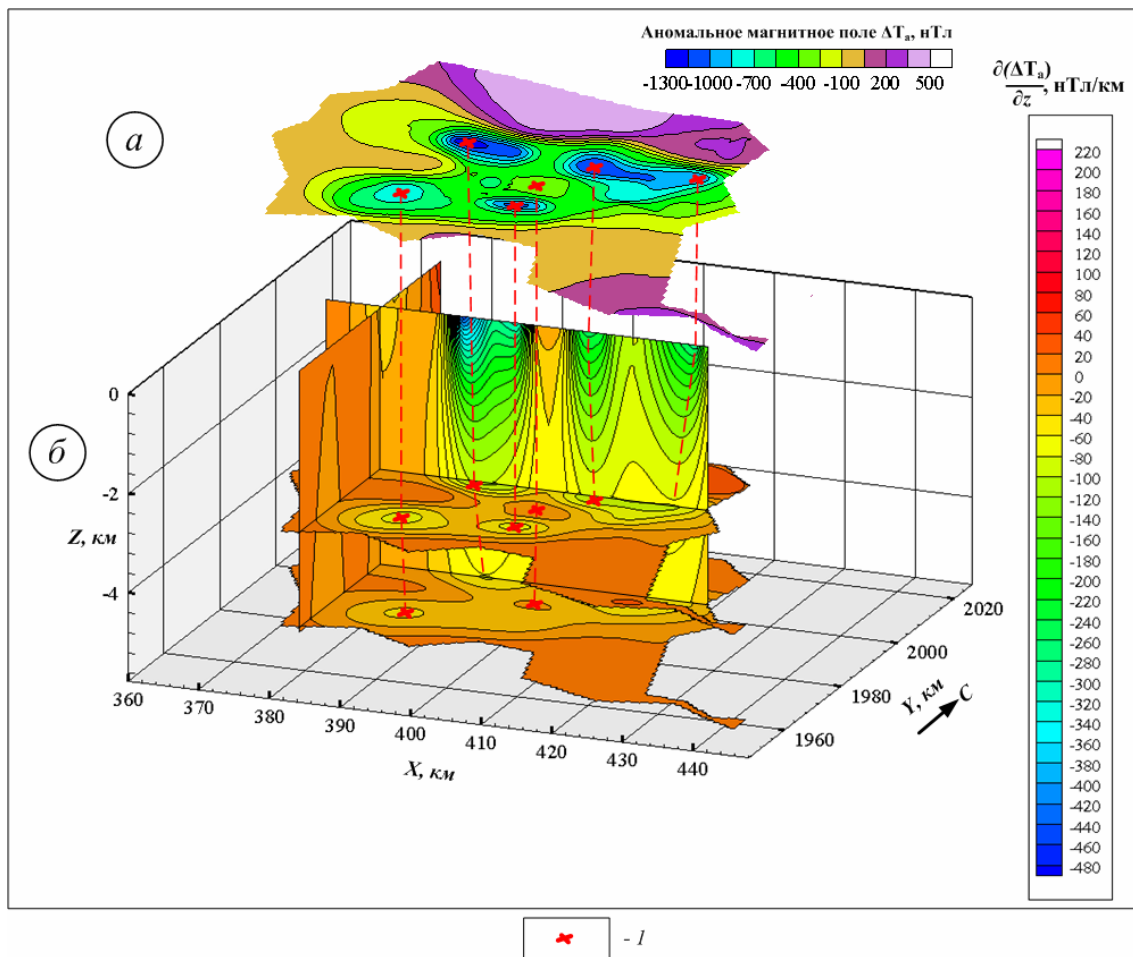


Рис. 2. Гайот Вулканолог. Карта изолиний аномального магнитного поля ΔT_a (а) и ортогональные сечения 3D-диаграммы квазинамагниченности горных пород (б). I – эпицентры магнитных аномалий.

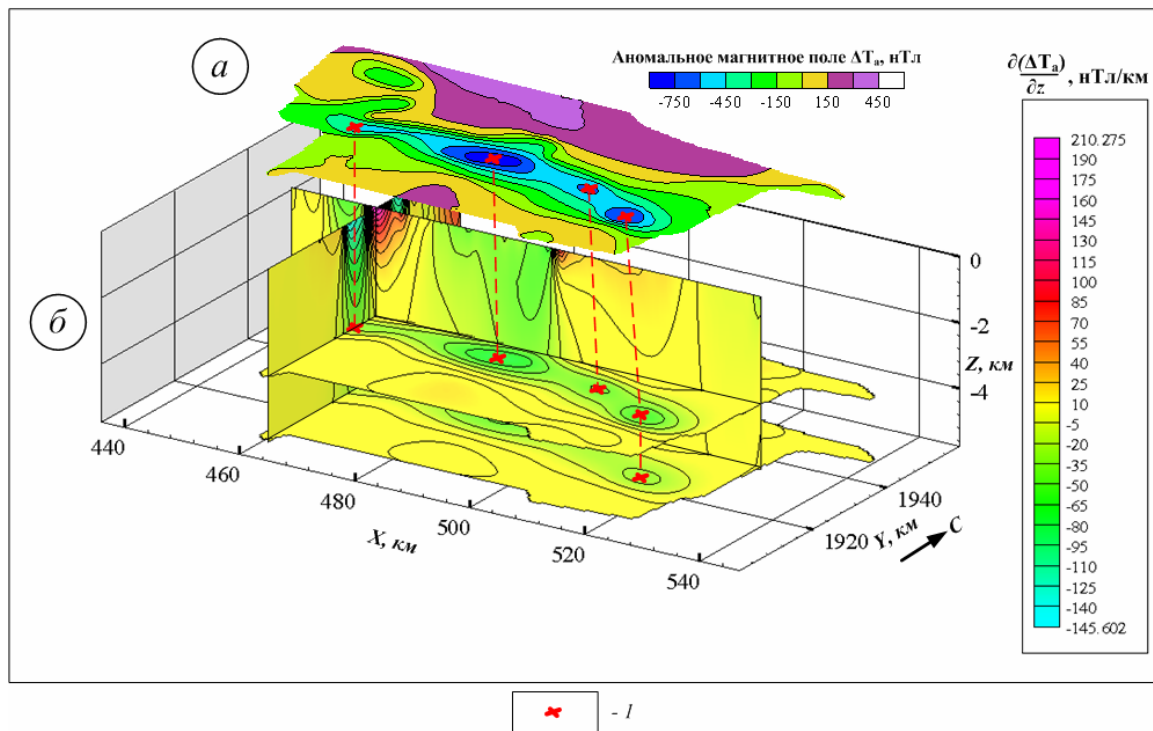


Рис. 3. Гайот Коцебу. Карта изолиний аномального магнитного поля ΔT_a (а) и ортогональные сечения 3D-диаграммы квазинамагниченности горных пород (б). I – эпицентры магнитных аномалий.

- Брусиловский Ю.В., Соколов Б.А.** Магнитное моделирование подводных гор из группы Магеллановых гор (Тихий океан) // *Океанология*, 1992. Т. 32. № 4. С. 730-734.
- Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. д. г.-м. н. И. Н. Говоров и д. г.-м. н. Г. Н. Батулин. М.: Наука, 1995. 368 с.
- Бычков С.Г., Долгаль А.С., Кирплюк П.В. и др.** Гравитационное и магнитное поля Попигаийской астроблемы // *Глубинное строение. Геодинамика. Мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геопотенциальных полей. Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы*. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2005. С. 109-111.
- Долгаль А.С.** Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан: ООО «Фирма «Март», 2002. 188с.
- Жигулев В.В., Пушин И.К., Старшинова Е.А. и др.** Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана. Препринт. Южно-Сахалинск, 1988. 46 с.
- Кулаков А.П., Ермошин В.В., Ищенко А.А., Никонова Р.И.** Новые данные о морфоструктуре Юго-запада Тихого океана (результаты морфоструктурных исследований в 10-ом рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов»). Препринт. Владивосток, 1987. 58 с.
- Ломтев В.Л., Ильев А.Я., Кононов В.Э. и др.** К строению и истории Магеллановых гайотов (ЮЗ Пацифики) // *Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции*. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 190-193.
- Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л.** О разделении источников гравитационного поля по глубине // *Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» № 1(20) 2002.* www.scTis.ru/russian/cp1251/h_dTTTms/1-2002/scpub-7.htm#beTin
- Мельников М.Е.** Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 231 с.
- Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г.** Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования геопотенциальных полей // *Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН*. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. С. 183-186.
- Рашидов В.А.** Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2006. № 2. С. 13-20.
- Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр.Б.** Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2003. № 1. С. 103 - 126.
- Рашидов В.А., Селянгин О.Б.** Особенности строения и рудоносность гайотов Вулканолог и ТИГ Магеллановых гор Тихого океана // *Современный вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы юбилейной сессии Камчатского научного центра ДВО РАН, посвященной 40-летию Института вулканологии*. Петропавловск-Камчатский. Из-во КГПУ, 2003. С. 29-30.
- Шкира В. А.** О строении и происхождении гайотов подводных гор Магеллана, Тихий океан // *Вулканогеологические исследования на Камчатке. Тез. докл. конференции молодых ученых-вулканологов*. Петропавловск-Камчатский. 1990. С. 61-65.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ В СИБИРСКИХ ТРАППАХ КАК ОБЛАСТИ НАКОПЛЕНИЯ И РАЗГРУЗКИ ПЛАСТОВЫХ ФЛЮИДОВ В ПРОЦЕССЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ РЕГИОНА

В.В. Рябов, А.А. Лапковский

Институт Геологии и Минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: rapp@uiggm.nsc.ru

На территории сравнительно однородного по структуре базальтового поля Сибирской платформы выделяются локальные области со сложной вулcano-тектонической структурой. Размер этих структур варьирует от десятков километров до 100-150 км и более. Наиболее крупные из них располагаются в краевых частях базальтового поля платформы в зонах пересечения региональных долгоживущих глубинных разломов. К вулcano-тектоническим структурам приурочены проявления различных по составу рудопоявлений и месторождений, поэтому они отождествляются с рудными узлами [Кавардин, 1976; и др.]. Наиболее крупными рудными узлами являются: Норильский, Талнахский, Южно-Норильский, Веткинский, Курейско-Горбиачинский, Кулюмбинский, Нижнекурейский, Тальминский, Микчандинский, Северореченский и др. Информация об этих рудных узлах имеется в геологической литературе. В настоящем сообщении основное внимание акцентируется на трёх элементах вулcano-тектонических структур: на особенностях проявления, строения и состава вулcano-плутонов, а также на аномальных по составу кальдерах проседания и диатремах. Эти элементы вулcano-тектонических структур имеют большое значение для оценки физико-химических условий эволюции рудно-магматических систем в траппах. Они указывают на то, что вулcano-тектонические структуры являлись областями декомпрессионного стягивания и разгрузки пластовых флюидов в период тектоно-магматической активизации региона. Указанные элементы структур ярко проявились в Курейско-Горбиачинской, Веткинской и Южно-Норильской вулcano-тектонических структурах, на примере которых они здесь рассматриваются.

Курейско-Горбиачинская вулcano-тектоническая структура является одной из крупнейших в регионе [Струнин, 1983]. Она располагается в зоне пересечения Имангдино-Летнинского разлома с опережающими – Кулюмбинским, Горбиачинским, Курейским и др. В современном плане Курейско-Горбиачинская вулcano-тектоническая структура представляет вытянутую полукольцевую структуру размером 120x300км, которая вскрыла корневые части Кулюмбинского, Джалтульского и Пелядкинского (Нижнекурейского) вулcano-плутонов. Вулcano-плутоны образуют кольцевые ансамбли интрузий (типа конус в конусе) в сочетании с линейно вытянутыми вдоль разлома дайкоподобными телами.

Характерная особенность вулcano-тектонических структур заключается в проявлении: 1 – дифференцированных интрузий, 2 – магнезиальных интрузий, 3 – интрузий повышенной мощности, 4 – вкрапленных сульфидных руд в различных по составу интрузиях, 5 – в широком развитии метасоматитов, 6 – рудопоявлений с различной геохимической специализацией (колчеданных, магнетитовых, шпатоносных, бороносных и др.).

В Курейско-Горбиачинской вулcano-плутонической структуре насыщенность разреза осадочных пород интрузиями достигает 70%, а суммарная мощность интрузий составляет около 1000 метров. Образующие вулcano-плутон интрузии имеют широкие вариации состава и степени дифференциации. В пределах структуры концентрируются интрузии повышенной магнезиальности. За пределами структуры они практически отсутствуют. Среди интрузий вулcano-плутона отмечаются недифференцированные, слабодифференцированные от оливиновых до кварцсодержащих или от троктолитовых до оливинсодержащих габбродолеритов. Кроме того, выделяются глубоко дифференцированные интрузии: от оливиновых габбродолеритов до гранодиоритов (Кулюмбинская) [Виленский и др., 1964] и от пикритовых и троктолитовых до кварцевых монзонитов и гранитов (Среднегорбиачинская) [Лапковский, 2008]. В габбродолеритах Джалтульского вулcano-плутона установлены Pt-Fe-металльные, Pt-Cu-Ni сульфидные и магнетитовые руды. На Сибирской платформе все расслоенные рудоносные трапповые интрузии располагаются в зонах глубинных разломов. Существует представление, что дифференциация базальтового расплава обусловлена участием летучих и происходит в процессе его внедрения и взаимодействия с пластовыми флюидами в магмовыводящих каналах [Ryabov, 2006]. Подтверждением участия пластовых флюидов в

дифференциации расплава и рудообразования являются изотопные данные. В Среднегорбиачинской интрузии отмечаются широкие вариации изотопного состава стронция и высокая доля «коровых» его значений, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется от 0,7057 до 0,7110 ‰ [Королева, Олейников, 1998]. Сульфидная вкрапленность в габбродолеритах имеет $\delta^{34}\text{S}$ 10,0-11,3‰, а пирротин из сульфидных жил на контакте с габбродолеритом в Галельской и Кулюмбинской интрузиях (Кулюмбинский рудный узел) $\delta^{34}\text{S}$ составляет 16,8-17,9‰.

Изотопные исследования гелия ($^4\text{He}/^3\text{He}$) в породах и рудах самородного железа интрузии горы Озерной (массив Джалтул) показали, что максимально возможная доля в них мантийного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}=3\cdot 10^{-5}$) не превышает 1-3% [Щуколюков и др., 1981]. Типичные «коровые», а не мантийные изотопные, отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{34}\text{S}$ указывают на участие в петрогенезисе и рудообразовании летучих из осадочных пород платформенного чехла [Щуколюков и др., 1981; Рыбов, 2006; и др.].

На территории вулcano-тектонических структур широко распространены площадные и приразломные метасоматиты [Голубков, 1970; и др.]. Они замещают различные по составу осадочные и магматические породы, в том числе интрузий вулcano-плутонов. Мощность метасоматитов достигает 300м. Они не имеют определённой связи с каким-либо магматическим телом. Наиболее широкий температурный спектр изменённых пород приурочен к приразломным метасоматитам [Голубков, 1962; и др.]. В Пелядкинской вулcano-тектонической структуре отмечаются приразломные гранат-скаполитовые скарны с сульфидной вкрапленностью ($\delta^{34}\text{S}$ 18,2-21,0‰) и жилами сплошных пирротиновых руд ($\delta^{34}\text{S}$ 10,8 - 22,5‰). Предполагается, что метасоматиты, сульфидные руды и трапповые интрузии в зонах разломов и в вулcano-тектонических структурах имеют не генетическую, а парагенетическую связь [Голубков, 1970; и др.]. Это обусловлено тем, что базальтовые расплавы, метасоматизирующие растворы и рудообразующие флюиды связаны между собой только пространственно, поскольку использовали одни и те же пути миграции – тектонически ослабленные зоны.

Кальдеры проседания отмечаются в верхних частях разреза туфолавовой толщи от моронговской до самоедской свиты включительно, что соответствует мощности лав более 800м. Кальдеры проявляются в виде различных по размеру одиночных образований, либо системы пространственно сближенных котловин нанизанных на разломы. Они обычно тяготеют к зонам растяжения – к разломам и валам. Примером являются зоны вдоль Курейского глубинного разлома и Кыстыктах-Аяно-Амбардахского вала. Кальдеры имеют круглую или вытянутую овальную форму, размер по длинной оси варьирует от сотен метров до 7-10 км. Они обычно заполнены туфами и туфобрекчиями, реже известняками, в единичных случаях – ангидритами. Мощность карбонатных и сульфатных пород достигает 20-30м.

Заполненные известняками кальдеры отмечаются в разных частях базальтового поля платформы [Рыбов и др., 2005]. В разрезе наиболее долгоживущих кальдер отмечаются мощные горизонты обломочных пирокластических и карбонатных пород, которые переслаиваются с туфами и массивными известняками. В других случаях наблюдаются только известняки и примесь туфогенного материала. Особенность состава некоторых кальдер сложенных карбонатными породами заключается в проявлениях в них самородной меди и битумов, вплоть до образования месторождения самородной меди. Изотопный состав углеродсодержащих фаз в диатремах: в битумах $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (орг.) от -19,4 до -27,6 ‰, в кальцитах $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (неорг.) от -5,8 до -8,4 ‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ от -13,9 до -15,7‰ [Рыбов и др., 2006].

На северо-западе платформы в туфолавовой толще известны только две кальдеры заполненные гипсом и ангидритом: Хурючи и Эндэ. [Государственная..., 1985]. Кальдера Хурючи находится вблизи устья одноимённого ручья впадающего в р. Тутончану. В поперечнике она имеет размер 100м. Кальдера заполнена однородной гипсовой породой с примесью доломита (2%) и кальцита (2%). Видимая мощность пласт гипса 10м. Пласт гипса лежит на туфах корвунчанской свиты нижнего триаса и перекрывается базальтами хоннамакитс-кой свиты.

Кальдера Эндэ (или Курейская) располагается на левом берегу р. Курейка в 17км от устья ближайшей крупной р. Эндэ, впадающей в р. Курейку. Кальдера располагается в зоне Курейского глубинного разлома и приурочена к туфам двурогинской свиты на границе с лавами хоннамакитской свиты нижнего триаса. Видимая мощность пласта ангидрита достигает 25м. Он прослеживается единым телом на 0,5 км, а по отдельным выходам – на 6км. В современном срезе обнажаются крутые стенки южного борта кальдеры, северный борт выходит в долину р. Курейки. В центральной части располагаются круглые глубокие впадины размером несколько десятков-сотен метров в поперечнике, часть из которых заполнена водой. В северной

бортовой части кальдеры обнажаются брекчированные ангидриты с прожилками гранатовых скарнов и дайка микродолеритов. Дайка сечёт туфы и вышележащие ангидриты и даёт апофиз вдоль их границы. Вертикальная стенка южного борта высотой около 20м в верхней части сложена свежими белыми и светло-серыми ангидритами, в нижней – серыми ангидритами с чёрными маломощными (доли мм) прослоями тонкодисперсной магнетитовой сыпи. На пологих склонах ангидрит гидротирован и по его трещинам наблюдаются натёчные формы вторичного гипса. Изотопный состав: ангидрит $\delta^{34}\text{S}$ 23,2-23,7‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70824-0,70882 ‰, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0,00169‰; гипс – $\delta^{34}\text{S}$ 25,2‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70891 ‰, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0,00265‰.

Можно предполагать, что фумаролы и сольфатары выносили карбонатный и сульфатный материал из отложений девона, который находится на глубине около 1 км.

Основная масса мелких вулканических аппаратов (более 500) сложена туфами и туфобрекчиями. Среди вулканических аппаратов в Южно-Норильской и Курейско-Горбиачинской вулcano-тектонических структур выделяются диатремы, которые содержат различные по составу руды: магнетитовые, сульфидно-магнетитовые, пирротиновые (колчеданные) и самородного железа.

Диатремы выполненные богатыми сульфидными рудами на Сибирской платформе встречаются сравнительно редко. Примером близких по происхождению образований этого типа являются трубка взрыва «Пирротиновая», ручья Каньонного (приток р. Малая Типтур-Орокта) и рудопоявление горы Логанчи (оз. Хантайское). Диатрема «Пирротиновая» представляет собой расширяющееся вверх конусовидное образование, заполненное орудененной и метасоматически изменённой туфобрекчией. Пирротиновую трубку сечёт пластовая интрузия далдыканского комплекса, что свидетельствует о формировании диатремы и сульфидных руд в додалдыканское время тектоно-магматической активизации региона. Сульфиды в этих диатремах представлены пирротином и троилитом, в небольших количествах отмечаются кубанит, тетрагональный халькопирит, пирит, реже сфалерит и галенит. Изотопный состав серы сплошных сульфидов $\delta^{34}\text{S}$: диатрема руч. Каньонного 16,3-16,4‰, г. Логанчи 19,7-21,5‰.

Магнетитовые руды известны в связи с трубками взрыва руч. Хичкале и р. Ветка. Кроме того, сплошные магнетит-пирротиновые руды отмечаются в приразломных метасоматитах Курейско-Горбиачинской структуры. Веткинское месторождение магнетита (трубка «Магнетитовая») находится в Южно-Норильской вулcano-тектонической структуре. По морфологии она имеет большое сходство с Ангаро-Илимскими магнетитовыми месторождениями в диатремах юга Сибирской платформы [Юдина и др., 1977]. В плане трубка имеет эллиптическое сечение размером 400X800м, на глубину она разбурена на 732м. Диатрема сложена туфобрекчией и мелкообломочным материалом в различной степени раскристаллизованных микродолеритов и долеритов, вкрапленными, штокверковыми и сплошными магнетитовыми рудами и метасоматитами. Диатрему пересекает силл габбродолеритов моронговского комплекса. В ближнем экзоконтакте диатремы отмечается мощный ореол метасоматитов. По мере удаления от жерловой зоны происходит последовательная смена клинопироксенитовых метасоматитов клинопироксен-скаполитовыми, скаполитовыми и альбититовыми. По альбититам и скаполититам, а также габбродолеритам, развиваются гранаты андрадит-гроссулярового состава, эпидот и кальцит. Одно из существенных различий руд ангаро-илимских и веткинского месторождений заключается в том, что в первых одной из главных рудных фаз является магномагнетит, а во втором – практически стерильный магнетит. Предполагается, что основным фактором, определившим состав руд, является глубина заложения вулканического аппарата, которая для Веткинского месторождения была меньше, чем у Ангаро-Илимских. Глубина эрозионного среза трубки составляет около 800м [Юдина и др., 1977]. Источником железа для магнетитовых руд была базальтовая магма. Экстракция железа из расплава, его перенос и накопление осуществлялось при участии хлорсодержащих флюидов, которые возникали при разложении галита эвапоритов девона. На поздних стадиях рудообразующего процесса хлор фиксировался в скаполитах, а натрий – в альбититах.

Диатрема с самородным железом проявляется на г. Озёрной (Джалтульский вулcano-плутон). Она сложена эксплозивной брекчией микродолеритов, которые содержат мелкую вкрапленность самородного железа и обособления углеродистого вещества. Самородное железо представлено ферритом и когенимом, в ассоциации с которыми отмечаются ильменит, рутил, реже армалколит, шрейберзит [Самородное..., 1985]. Другим примером проявления самородного железа в вулканических аппаратах являются находки металлических шариков в

ассоциации с муассанитом и алмазом (?) в туфах палеовулканов Сибирской платформы [Горяинов и др., 1976]. Проявления указанных минеральных фаз свидетельствуют о высоко восстановительной обстановке, которую создавали углеводородные пластовые флюиды в зонах вулканических аппаратов. Изотопный состав углеродистого вещества $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (орг.) -24,1 ‰ [Рябов и др., 2006].

Резюмируя вышеизложенное, можно с уверенностью предполагать, что морфология вулкано-плутонов и высокая флюидонасыщенность вулкано-тектонических структур обусловлены структурно-тектонической обстановкой в зонах сочленения глубинных разломов.

Источником флюидов были осадочные породы платформенного чехла, которые предопределили широкие вариации состава и окислительно-восстановительного потенциала флюидов. В процессе тектоно-магматической активизации региона происходило декомпрессионное стягивание пластовых флюидов в разуплотнённые породы долгоживущих глубинных разломов. Базальтовые расплавы при внедрении использовали тектонически ослабленные зоны. Взаимодействие базальтовых расплавов с пластовыми флюидами приводило к флюидно-магматической дифференциации расплава, формированию магматогенных руд и перерождению пластовых флюидов в рудообразующие и метасоматизирующие [Ryabov, 2007]. Участием флюидов объясняются проявления в вулкано-тектонических структурах дифференцированных интрузий, полей метасоматитов и минерализованных кальдер и диатрем.

Список литературы

Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова Л.И., Старицина Г.Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М.: Наука, 1964. 237 с.

Голубков В.С. Мезозойская группа формаций приразломного метасоматоза Енисейской рудной провинции // Геологи и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970. Тр.НИИГА. Т. 162. С.23-49.

Горяинов И.Н., Митрошин М.И., Леонова Т.С., Невская А.В. «Метеоритный» парагенезис – муассанит, самородное железо, (алмаз?) в траппах северо-запада Сибирской платформы. // Докл. АН СССР, 1976. Т. 228. № 2. С. 453-455.

Государственная геологическая карта Российской Федерации М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)-47-Норильск. Объяснительная записка. СПб.Изд. ВСЕГЕИ, 2000. 479 с. + 11 вкл.

Кавардин Г.И. Металлогения северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра 1976. 159 с.

Королева О.В., Олейников Б.В. Геохимия и генезис монцитонитовидов Джалтульского траппового интрузива // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 2. С. 178-189.

Лапковский А.А. Химический состав пород и минералов интрузивного массива Джалтул, как показатель дифференциации базальтового расплава (Северо-Запад Сибирской платформы) // Четвертая Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2008. С. 168-170.

Рябов В.В., Пономарчук В.А., Талибова А.Г. Битумы, графит, и углеродистое вещество в породах и рудах северо-запада Сибирской платформы: особенности проявления, изотопный состав углерода // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тезисы докладов Международного совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика В.А.Кузнецова. Новосибирск, Академгородок. 10-12 апреля 2006 г. Новосибирск: ГЕО, 2006. С.189-190.

Рябов В. В., Шевко А. Я., Затева С. Н. «Аномальные образования» в траппах Сибирской платформы – показатели геодинамической обстановки формирования платобазальтов // Литосфера, № 4, Екатеринбург, 2005. С.165-177.

Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др Самородное металлообразование в платформенных базитах. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 188 с.

Струнин Б.М. Курейско-Горбиачинская вулкано-плутоническая структура // Трапп. Магматизм Сиб. Платф. В связи с тектоникой и поисками полезн. ископ.. Тез. докл., четвёртая трапп. конф. (16-18 ноября 1983 г.). Красноярск, 1983. С. 68-69.

Юдина В.В., Люлько В.А., Немененок Т.И. Трубка взрыва «Магнетитовая» в Норильском районе // Геология и геофизика, 1977. № 6. С. 87-98.

Ryabov V. V. Geodynamic control of trap magmatism and ore-formation (Siberian platform) // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. International symposium. Novosibirsk, 13-16 August 2007. 2007. P. 190-192.

ВНУТРИПЛИТНЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ ПАЛЕО-АЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ: ОТ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ДО КАЙНОЗОЯ

И.Ю. Сафонова

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия;
e-mail: inna@uiggm.nsc.ru

В позднем неопротерозое действие гигантского Тихоокеанского суперплюма [Maruyama, 1994] привело к расколу супреконтинента Родиния и открытию Палео-Азиатского океана, а затем и Палео-Пацифики. Действие суперплюма продолжалось во внутриокеанической обстановке на протяжении более 600 млн. лет и привело к образованию океанических плато, островов и симаунтов, которые при закрытии палео-океанов были аккрецированы к островным дугам и/или континентальным окраинам. Фрагменты таких океанических поднятий в настоящее время входят в состав аккреционных комплексов (АК) Центральной Азии, Дальнего Востока и Японии (табл.). Внутриплитные базальты или базальты океанических островов/симаунтов (ОИВ) представляют собой элементы океанической стратиграфии (ОС), которая также включает базальты океанического дна (MORB), пелагические радиолариевые/ленточные кремни, склоновые фации и мелководные отложения «карбонатной шапки» океанического острова [Isozaki et al., 1990].

Геология. Элементы ОС Палео-Азиатского океана (ПАО) формировались в течение длительного периода с позднего неопротерозоя до конца палеозоя и входят в состав АК Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): курайский (поздний неопротерозой, Горный Алтай), джидинский (поздний неопротерозой, Забайкалье-северная Монголия), баянхонгорский (поздний неопротерозой, центральная Монголия), агардагский (поздний неопротерозой, СЗ Монголия), катунский (ранний кембрий, Горный Алтай), засурьинский (поздний кембрий-ранний ордовик, Рудный Алтай), уланбаторский (поздний силур - ранний девон; центральная Монголия), чарский (поздний девон-ранний карбон, восточный Казахстан) и солонкерский (поздний карбон, ЮВ Монголия). Толщи ОС уланбаторского АК были выделены совсем недавно и заполнили ранее отмеченный среднепалеозойский пробел внутриплитного океанического магматизма [Safonova, 2009]. Элементы ОС Палео-Пацифики образовались в позднем палеозое-мезозое [Maruyama et al., 1997] и вошли в состав АК Дальнего Востока и их аналогов в Японии соответственно: хабаровский и Акиоши (поздний карбон-пермь), самаркинский и Мино-Тамба (пермь-триас), таухинский и Южный Чичибу (юра). В мелу плюмовый магматизм продолжился в Тихом океане и сформировал Императорско-Гавайскую цепь вулканов (ИГЦВ), старейшие фрагменты которых входят в состав Смагинского АК восточной Камчатки [Савельев, 2003]. До сих пор остается «незаполненным» среднеордовикско-силурийский пробел внутриплитного магматизма, продукты которого, судя по скудным литературным данным [Биске, Табунс, 1996], могут быть найдены в Атбашско-Кокшаальском поясе Тянь-Шаня. Несмотря на разный возраст базальты из всех комплексов имеют много общего: 1) обогащение несовместимыми элементами (Ti, Nb, LREE); 2) схожее структурное положение в аккреционных комплексах орогенных поясов, сформированных при закрытии палео-океанов и последующих коллизионных процессах; 3) пространственная связь с зонами меланжа и островодужными образованиями; 4) тесная ассоциация с осадками ОС характерными для таковых образованных в обстановке океанического острова, т.е. вершинные рифовые известняки, склоновые брекчии и алевролиты и придонные кремнистые сланцы, кремни и другие эпикластические осадки.

Геохимия. По соотношению SiO_2 и Nb/Y среди базальтов из всех АК преобладают щелочные разности; субщелочные базальты характерны для курайского АК. Содержания MgO варьируют между 2 и 13 масс.% (большинство между 4 и 8 масс.%), а Fe_2O_3 – между 4 и 10 масс.%, что дает $\text{Mg}\# = 20-70$. Более молодые базальты Палео-Пацифики имеют более высокие TiO_2 и P_2O_5 и более низкие MnO, чем древние базальты ПАО (рис. 1). Содержания TiO_2 варьируют между 1,5 и 4,1 масс.%, а P_2O_5 – от 0,13 до 1,0 масс.%, причем концентрации P_2O_5 растут при снижении MgO во всех группах кроме Мино-Тамба. Незначительный рост TiO_2 и Fe_2O_3 при снижении MgO предполагает, что Fe-Ti оксиды не были главными фракционирующими фазами. Содержания SiO_2 находятся в пределах 45-55 масс.% (48 масс.% в среднем); Al_2O_3 (13-20 масс.%), как правило, снижается с ростом MgO, предполагая

Таблица. Проявления внутриплитного магматизма Палеоазиатского океана и Палео-Пацифики

I. Палеоазиатский океан (640-340 Ма)		
Период внутриплитного магматизма	Аккреционные комплексы с ОИВ/ОРВ	Географическое положение АК
Поздний неопротерозой (ранняя стадия эволюции ПАО)	1. Курайский 2. Джидинский 3. <i>Агардагский</i> 4. Баянхонгорский	1. Горный Алтай 2. Забайкалье 3. СЗ Монголия 4. ЮЗЦ Монголия
Ранний кембрий	Катунский	Горный Алтай
Поздний кембрий-ранний ордовик	Засурьинский	СЗ Горный Алтай
Поздний ордовик-ранний силур (?)	<u>Атбаши-Кокшаальский</u>	Центральный Тянь-Шань
Поздний силур (?) – ранний девон	<u>Уланбаторский</u>	СВЦ Монголии
Поздний девон-ранний карбон (закрытие восточной части ПАО)	Чарский	Восточный Казахстан
Поздний карбон – ранняя пермь (закрытие западной части ПАО)	Солонкерский	ЮВ Монголия-Китай
II. Палео-Пацифика (320-140 Ма)		
Поздний карбон - средняя пермь	1. Хабаровский 2. Акиоши	1. СЗ Сихоте-Алинь 2. ЮЗ Япония
Поздняя пермь - триас	1. Самаркинский 2. Мино-Тамба	1. Сихоте-Алинь 2. ЮЗ Япония
Юра	1. Таухинский 2. Южный Чичibu	1. ЮВ Сихоте-Алинь 2. ЮВ Япония
Пацифика (100-0 Ма)		
Ранний мел	Смагинский	Восточная Камчатка

Примечание: ОРВ – океанические платобазальты; подчеркнуты наименее изученные объекты; курсивом выделены объекты, рассматриваемые как задуговые бассейны.

одновременную кристаллизацию клинопироксена и плагиоклаза. Концентрации Ni и Cr обычно низкие (80 и 160 г/т в среднем соответственно). Это, наряду с типично низкими Mg#, соответствует эволюционированному составу расплавов. Положительная корреляция MgO и Ni контролируется фракционированием оливина и пироксена. Концентрации Nb (3–130 г/т), Y (16–70 г/т) и Zr (60–480 г/т) в базальтах курайского, джидинского, катунского, засурьинского, чарского АК и Акиоши слегка растут со снижением MgO, что также предполагает фракционирование плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Большинство базальтов (80%) имеют отношения Zr/Nb в пределах 1,8–14, т.е. близко к таковым во многих базальтах ОИВ-типа, например ИГЦВ [Regelous et al., 2003]. Базальты курайского АК характеризуются более высокими Zr/Nb - около 31 в среднем, что близко к базальтам океанических плато типа Онтонг-Ява [Mahoney et al., 1993]. Отношения Ti/Zr варьируют от 75 до 266, предполагая различные условия формирования в зависимости от состава мантийного источника, степени частичного плавления, степени фракционирования титаномагнетита и т.д.

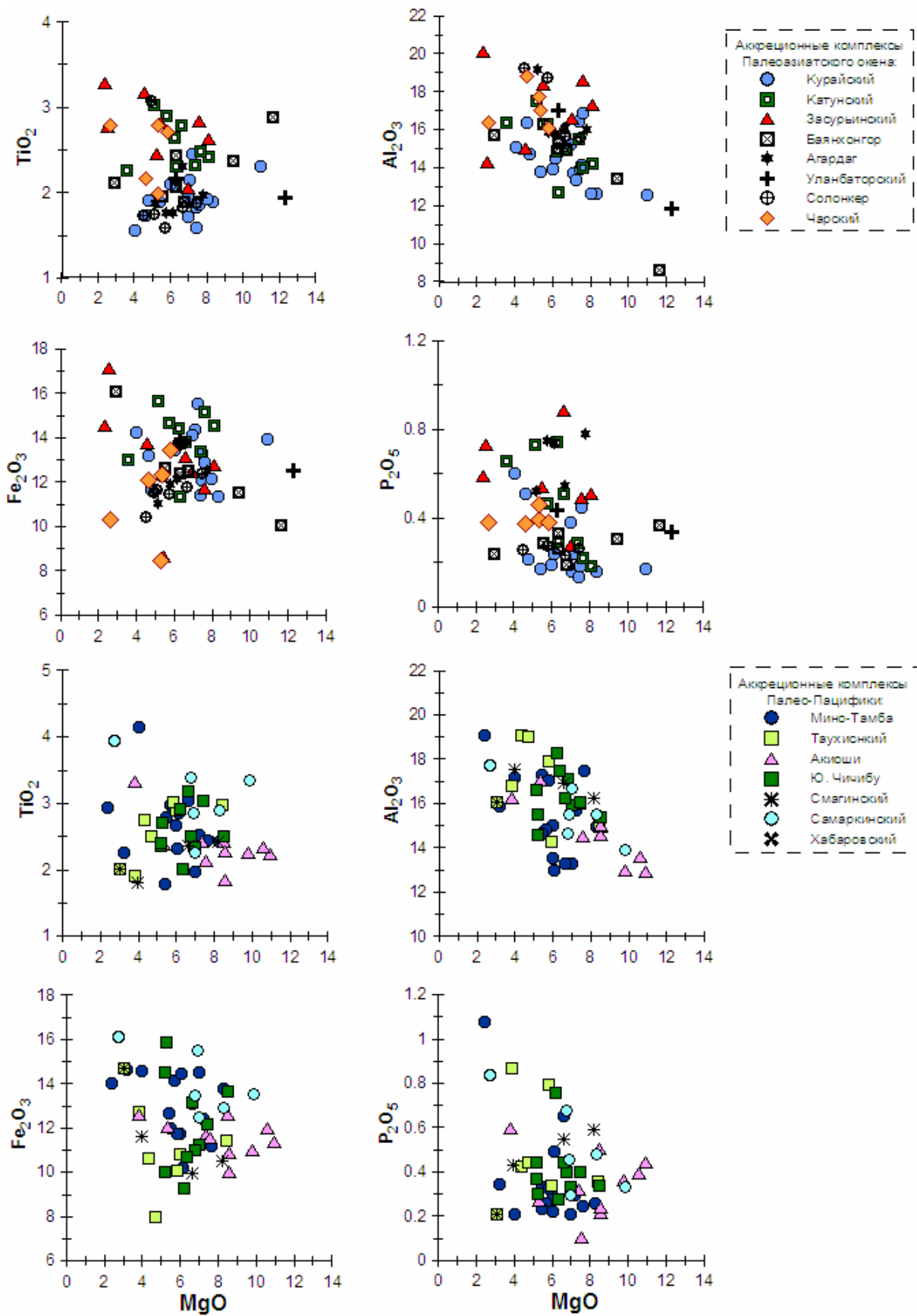


Рис. 1. Бивариантные диаграммы MgO – породообразующие окислы.

Все группы базальтов кроме курайского АК имеют обогащенные легкими компонентами спектры редкоземельных элементов (REE): $La_N=23,3-282,5$, $La/Yb_N=1,7-16,2$, $La/Sm_N=1,0-3,6$, $Gd/Yb_N=1,4-7,5$ (рис. 2). Аномалии по Eu, как правило, отсутствуют

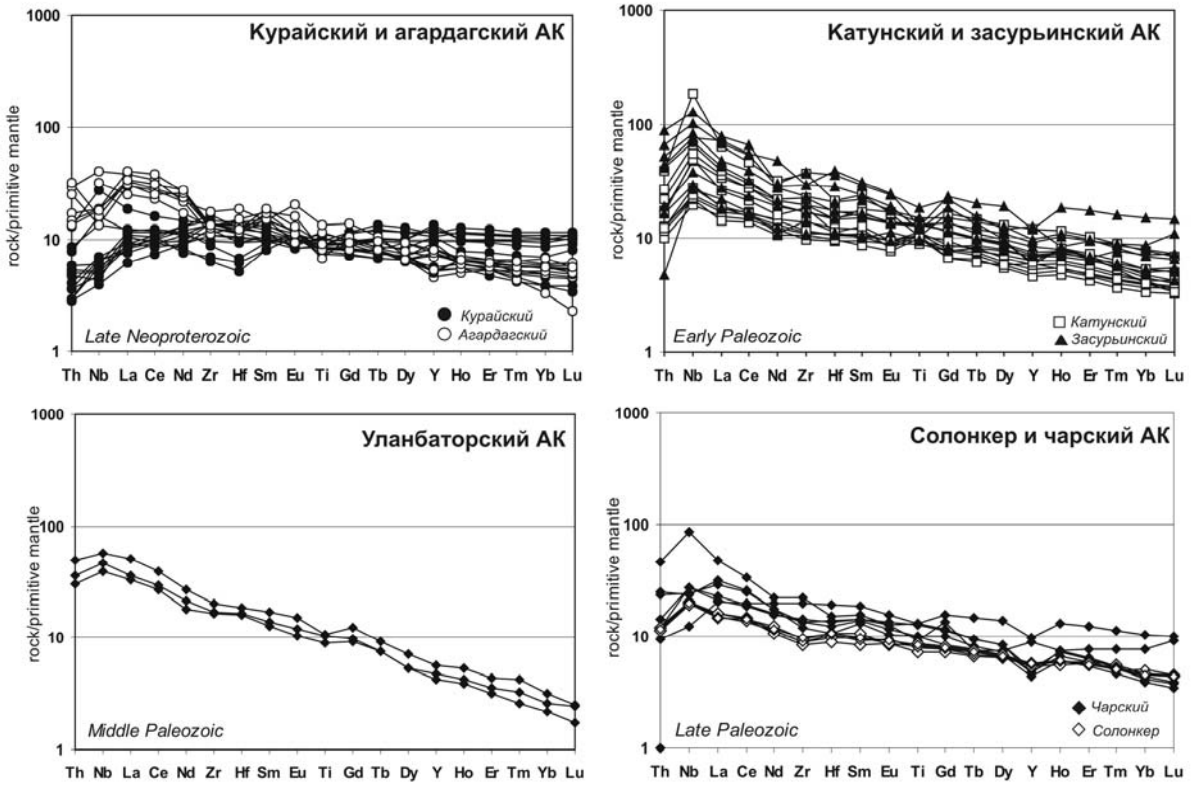
($Eu/Eu^*=0.91-1.11$) за исключением курайских базальтов, имеющих и положительные, и отрицательные Eu аномалии ($Eu/Eu^*=0,8-1,2$) – возможно, результат вторичных изменений. Курайские базальты, которые ранее интерпретировались как базальты океанического плато (Сафонова и др., 2008), имеют менее дифференцированные спектры REE: $La_N=17,7-54,2$, $La/Yb_N=0,7-4,8$, $La/Sm_N=0,6-1,6$, $Gd/Yb_N=0,9-2,3$, часть из которых схожа с таковыми для базальтов бассейнов Науру и Онтонг-Ява, но другие близки к типичным OIB. Концентрации тяжелых REE (HREE) выше в курайских базальтах, чем в других группах, однако степень фракционирования HREE в них ниже. Агардагские базальты раньше интерпретировались как задуговые, но спектры REE для высоко-Ti образцов [Pfander et al., 2002]) больше похожи на типичные OIB. На мульти-компонентных диаграммах, нормированных к примитивной мантии, базальты из всех АК кроме курайского, агардагского и Акиоши характеризуются наличием положительных аномалий Nb по отношению к La и Th ($Nb/La_{pm}=1,2-1,9$; $Nb/Th_{pm}=1,02-5,6$ для 85% данных; рис. 2). Большая часть курайских и часть агардагских базальтов имеют отрицательные аномалии по Nb и Ti, которые, наряду с повышенными TiO_2 и LREE, характерны для океанических базальтов плато Онтонг-Ява [Mahoney et al., 1993]. Если минимумы по Nb возможно являются результатом эндогенной контаминации расплава материалом рециклированной океанической коры [Saunders et al., 1988], то минимумы по Ti могут отражать фракционирование совместимых с Ti мантийных минералов, таких как рутил и перовскит.

Мульти-компонентные спектры для базальтов Курая, Агардага и Акиоши имеют слабые пики по La и более гладкие участки в районе La, Nb и Th ($Nb/La_{pm}=0,7-1,0$). Во всех образцах Th истощен по отношению к Nb и La ($Th/La_{pm}=0.5-0.9$; $Nb/Th_{pm}=1.0-2.1$; рис. 2). Для многих базальтов отмечаются минимумы по Zr ($Zr/Zr^*=0.19-0.38$), предполагая мантийный источник на уровне гранатовой фации. Мульти-компонентные спектры агардагских базальтов, также как и редкоземельные, отличаются от таковых, характерных для островодужных (IAB) и задуговых (IAB) базальтов, но ближе к OIB (рис. 2). Базальты OIB-типа имеют более высокие Gd/Yb_n и низкие Al_2O_3/TiO_2 по сравнению с MORB, IAB и IAB. Этот факт очень важен с точки зрения правильной идентификации базальтов OIB-типа в сложно построенных аккреционных комплексах, которые иногда ошибочно рассматриваются как IAB, BAB или MORB. Средние до высоких степени дифференциации HREE во всех базальтах OIB-типа ($Gd/Yb_n=1-3,5$) предполагают фракционирование граната и средне-высокие степени частичного плавления.

Выводы. На основе представленных данных выделены 2 типа внутриплитных базальтов ПАО и Палео-Пацифики: 1) обогащенные LREE, Nb и Ti и 2) переходные. Первые имеют высокие TiO_2 (рис. 1), а также редкоземельные и мульти-компонентные спектры с обогащением LREE и максимумами по Nb соответственно, тогда как переходные различаются более плоскими спектрами REE и нулевыми/отрицательными аномалиями по Nb относительно La и, в меньшей степени, Th (рис. 2). Курайский и Акиоши АК включают базальты обоих типов; в других АК преобладают обогащенные разности. Большинство образцов имеют геохимические характеристики близкие к таковым типичных OIB, т.е. образованных во внутриплитной океанической обстановке: средние до высоких TiO_2 (>1,5 wt.%), высокие LREE ($La/Sm_n > 1,3$), дифференцированные HREE ($Gd/Yb_n > 1,4$) и повышенные концентрации Nb ($Nb_{cp.}=26$), что дает максимумы по Nb (рис. 2).

Таким образом, внутриплитный магматизм обоих океанов был относительно непрерывным с вероятной периодичностью не более 50 млн. лет. Поскольку для некоторых периодов характерны множественные проявления такого магматизма (например, неопротерозойские и карбоновые АК; табл.), то можно предположить, что интенсивность магматизма была различная. Пик магматизма в позднем неопротерозое с образованием базальтов обоих типов вероятно связан с ранней стадией развития ПАО и как результат воздействием плюма на молодую океаническую кору недалеко от срединно-океанического хребта [Терентьева и др., 2008; Сафонова, 2008]. Непрерывный и/или периодичный характер мантийного магматизма можно более надежно обосновать/отклонить путем детального изучения элементов среднеордовикско-силурийской внутриплитной ОС из аккреционных комплексов Атбаши-Кокшаала, Уланбаторского АК, а также Центрального Казахстана. Для выяснения возможного присутствия внутриплитных базальтов типа OIB в Агардагской и Озерной зонах Монголии потребуется более детальное изучение всех элементов ОС этих зон, включая дополнительный отбор образцов базальтов для получения достаточного количества высококачественных геохимических данных.

Палеоазиатский океан



Палео-Пацифика

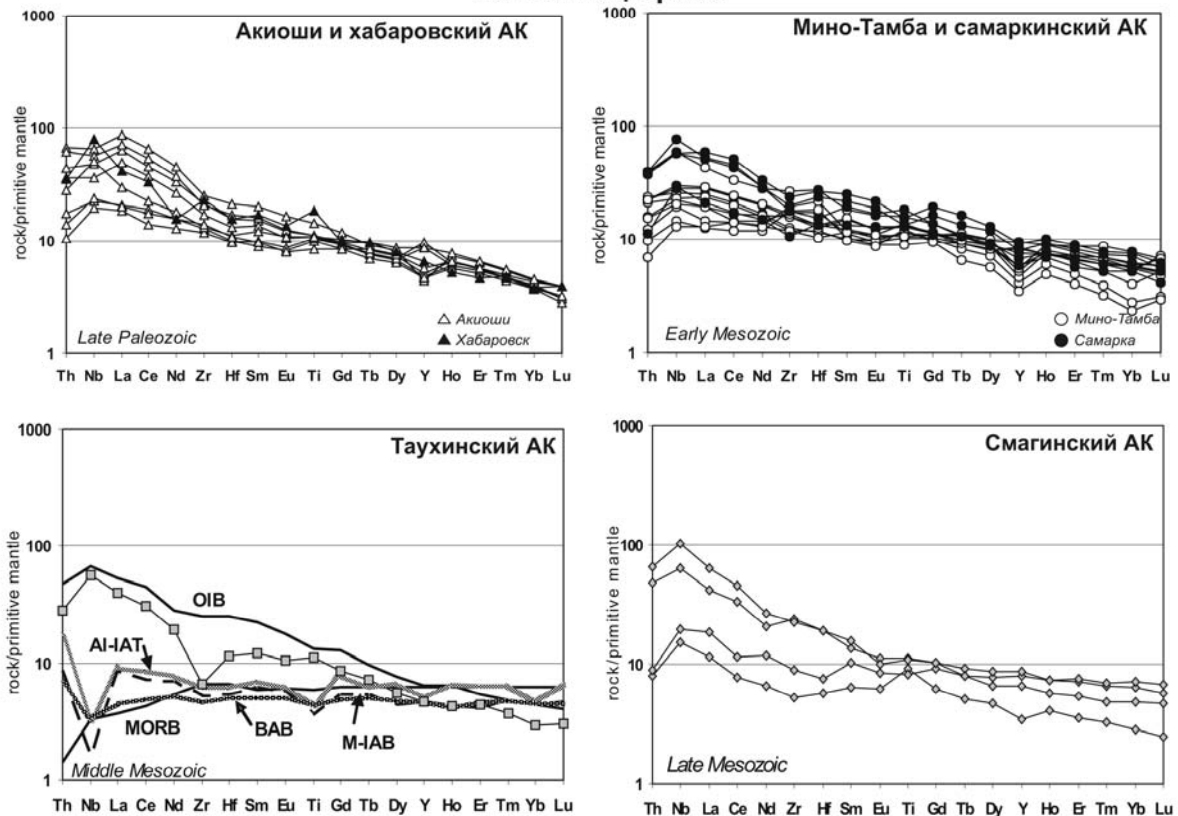


Рис. 2. Мульти-компонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Сокращения для базальтов: BAB – задуговые, AI-IAT – толеиты Алеутской дуги, M-IAB – известково-щелочные базальты Марианской дуги, OIB – базальты океанических островов, MORB – базальты срединно-океанических хребтов.

Список литературы

- Биске Ю.С., Табунс Э.В.** Доколлизийные базальты в Атбаши-Кокшаальских герцинидах (центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа // ДАН, 1996. Т. 348. №1. С. 81-84.
- Савельев Д.П.** Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова // Вулканология и сейсмология, 2003. № 1. С. 14-20.
- Сафонова И.Ю.** Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология, 2008. Т. 16. № 5. С. 527-547.
- Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.** Состав, источники и эволюция формирования пород позднерифеской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // ДАН, 2008. Т. 423. № 5. С. 667-671.
- Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F.** Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics, 1990. V. 181. P. 179-205.
- Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A. et al.** Geochemistry and geochronology of Leg130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1993. V. 130. P. 3-22.
- Maruyama Sh., Isozaki Yu., Kimura G., Terabayashi M.** Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island Arc, 1997. V. 6. P. 121-142.
- Maruyama Sh.** Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. P. 24-49.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al.** Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol., 2002. V. 143. P. 154-174.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.** Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol., 2003. V. 44. P. 113-140.
- Safonova I.Yu.** Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma // Ore Geology Reviews, 2009. (doi:10.1016/j.oregeorev.2008.09.002).
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol., 1988. Spec. Lithosphere Iss. P. 415-455.

U-РЬ ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ КРУПНЕЙШИХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ-КАЙНОЗОЕ. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В.Г. Сахно¹, В.Ф. Полин¹, А.А. Аленичева²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: sakhno@gefi.ru
² ФГУП ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail: Antonina_Alenicheva@vsegei.ru

Общеизвестно влияние катастрофических эксплозивных извержений на климатические изменения Земли [Добрецов, 1997; Кузьмин и др. 2008; Self, 1984; Bond et al., 1998]. О тенденции климатических изменений в позднем мезозое и кайнозое, а так же голоцене позволяют судить такие явления как эпохи оледенения, которые оказывали влияние на преобразование отдельных регионов (вымирание отдельных видов животных), так и в целом всей Земли, изменяя среду обитания, эволюцию животных организмов. Но в истории Земли существовали эпохи глобальных катастроф, когда возникали условия бескислородной водной среды, повлекшей вымирание микроорганизмов в океанах. Такие эпохи были неоднократными в мезозое, на границе мел-палеогена (К-Т) и в четвертичное время. Часто такие катастрофы некоторые исследователи связывают с падением космических тел (болидов, метеоритов и т.д.) на землю, что вызывало импакт удар и катастрофические последствия. Одним из таких эпизодов представляется удар крупного метеорита Чиксулуб, размером 10-15, км вызвавший гибель динозавров и массовое вымирание других животных и растений.

Не оспаривая факт возможных катастроф в истории Земли, вызванных падением крупных метеоритов и других небесных тел, аргументами которых являются находки ирридиевых шариков в пограничном слое (поздний мел-палеоген), в качестве альтернативы выдвигается гипотеза влияния многообъемных вулканических извержений. Примером могут служить базальты Деканского плато. Это предположение основано на детальном хронологическом исследовании пород на основе современных точных методов, что позволило сделать заключение о формировании плато в короткий промежуток времени (сотни тысяч лет). Весьма интересными являются исследования ученых Гавайской обсерватории, собравших во время извержения вулкана Кэлоуа в 1983 г. пеплы с мельчайшими шариками фтор-ирридиевого соединения, при разложении которых, спустя некоторое время, вулканологи обнаружили ирридиевые шарики. Этот факт показывает, что ирридиеносные пограничные слои могли быть связаны с извержениями базальтовых вулканов и одним из главных считаются извержения Деканского плато. Влияния вулканических выбросов пеплов на среду хорошо известны на примере эксплозивных извержений отдельных вулканов - Везувий, Кракатау, Эль-Чичион, Пинатуба и многих других [Френсис, Селф, 1984; Новейший ..., 2005; и др.]. Но, если центры таких извержений сосредоточены в широкой полосе, простирающейся на тысячи километров, то эффект воздействия должен быть огромен на большой площади. Структурами такого типа являются мел-палеогеновые вулканические пояса, протягивающиеся по обе стороны Тихого океана на многие тысячи километров и слагающие Циркумпацифический вулканический пояс. В Азиатском сегменте он представлен [Пушаровский, 1966; Сахно, 2001] отдельными вулканическими поясами: Охотско-Чукотский (ОЧВП), Восточно-Сихотэ-Алинский (ВСАВП), Восточно-Корейский (Пусанский) и Юго-Восточно-Китайский (ЮВКВП), общей протяженностью более 8 тыс км. Одной из особенностей этих поясов, является огромные мощности пирокластических пород и флюидонасыщенных игнимбритов и пирокластов которые составляют большую часть вулканогенных образований. Установлено, что в ОЧВП общий объем извергнутых вулканитов, включая пирокластиты, составляет более 1 млн км³ [Белый, 1978]; в ВСАВП - 600-800 тыс км³ [Михайлов, 1989]; в ЮВКВП - более 2 млн км³ [Geology 1986; и др.]. Извержения такого объема пирокластов и игнимбритов важны для понимания их влияния на окружающую среду. Но, одной из главных проблем, является установление возраста таких извержений, скорость формирования и возрастная корреляция вулканических эксплозий как в отдельных поясах, так в целом для всего Азиатского сегмента.

Одним из главных достижений геологии в последнее десятилетие стало внедрение новых достижений изотопной геохимии в решении актуальных многих задач геологии - магматизма, рудообразования, хроностратиграфии вулканогенных образований и т.д. Не менее важной является проблема катастрофизма, связанная со скоростью вулканических

извержений в истории Земли.

Хроностратиграфия вулканических извержений, особенно большеобъемных, обсуждается на протяжении последних десятилетий. До настоящего времени определение возраста было основано на K-Ar и Rb-Sr изотопными методами, результаты которых противоречивы и не корректны, так как первичные и наложенные термальные события не могут быть разграничены, а, поэтому, возможны существенные расхождения. Для уточнения хроностратиграфии вулканических толщ в каждом поясе и последующей корреляции актуальным является получение геохронологических данных с использованием современных прецизионных методов анализа, каким является изотопный метод U-Pb датирования по цирконам на высокоразрешающем ионном микрозонде SHRIMP с точностью не более 1 млн лет, что обусловлено высокой температурой изотопного закрытия в цирконах и отсутствием влияния низкотемпературных наложенных процессов. Исследования проводились на ионном микрозонде SHRIMP-RG в лаборатории Стэкфордского университета (США) и на микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ (Россия).

Были исследованы цирконы игнимбритов риолитов полей "больших объемов", которые слагают основную часть вулканических разрезов Охотского звена ОЧВП [Акинин, Ханчук, 2005] и игнимбриты приморской серии ВСАВП [Сахно, Акинин, 2007; Аленичева, Сахно, 2008]. Сравнение датированных цирконов, определенных SHRIMP-методом, показало близкие возраста (млн лет) $85 \pm 0,5$ и $83 \pm 0,6$ (соответственно). Для решения вопроса о временном интервале этого этапа вулканизма были проанализированы цирконы экструзивных фаций приморской серии западной части ВСАВП. U-Pb датирование показало более ранний возраст ($85 \pm 1,4$ млн лет) формирования, что согласуется с геологическими данными.

Из анализа U-Pb изотопных датировок пирокластов вулканических поясов, отстоящих друг от друга более чем на 4 тыс км, можно сделать вывод, что огромная по массе пирокластическая толща была извергнута в близком временном интервале за короткий промежуток времени (2-5 млн лет). Это установлено и для ОЧВП и для ВСАВП [Акинин, Ханчук, 2005; Аленичева, Сахно, 2008 а,б]. Если учесть, что кроме пеплов и тефры было выброшено огромное количество газов (F, Cl, CO₂, CH₄, CO, H₂O, S, NO₂ и др.), которые сопровождают подобные эксплозии [Horn, Schmincke, 2000; Френсис, Селф, 1984; и др.]. То можно полагать, что их влияние на окружающую среду были катастрофическими.

Изучение газовой составляющей в лавах, пеплах и минеральных ассоциациях из пеплов [Сахно, 1982, 2001; Полин, 1999; и др.] показало, что при извержениях пеплов и пирокластических потоков было выброшено огромное количество этих газов (тысячи и сотни мегатон), которые могли влиять не только на состав воды, но при выносе в стратосферу оказывать влияние на озоновый слой земли. И несмотря на малые количества SO₂ в составе газов кислых пирокластов, но при наличии NO₂ соединения с Cl₂ образующие гетерофазные реакции ClONO₂ и HCl, приводят к истощению озона. Как показывают исследования [Horn et al., 2000; Сахно, 2008; Новейший вулканизм... и др.]. При вулканических извержениях пирокластов хлориды выделяются огромные количества хлора, CO₂ и др. Воздействие этих газов губительно не только для озонового слоя, но и состава воды океанов, вызывающих эффект бескислородного вида океанов. Учитывая огромные объемы выброшенной тефры и соответствующие объемы газов можно предполагать, что катастрофические воздействия будут огромные.

Таким образом, помимо влияния пепловых частичек, вынесенных в стратосферу, что влияет на уменьшение солнечной радиации, а так же аэрозолей серы, выбросы газов - Cl₂, NO₂, CO₂, CH₄ и др. приводит к катастрофическим последствиям. События такого характера, безусловно, являются ударом по экологии окружающей среды и климату. Это свойственно не только позднемезозойско-кайнозойской катастроф (К-Т), но более поздним эпохам в конце кайнозоя и для современной эпохе (извержения вулканов Эль-Чичион, Пинатуба, Чанбайшань, Камчатки и Курильских островов).

АРХИТЕКТУРА АРХЕЙСКИХ КОНВЕРГЕНТНЫХ СИСТЕМ В СРАВНЕНИИ С ФАНОРОЗОЙСКИМИ АНАЛОГАМИ

С.А. Светов

Институт геологии КарНЦ РАН, г.Петрозаводск, e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

Изучение древнейших (3.05-2.99 млрд лет) мезоархейских андезитовых комплексов Фенноскандинавского щита (выявленных в Центральной части Карельского кратона в пределах западного обрамления Водлозерского блока -Хаутаваарской мегаструктуре), позволило выделить набор характерных для современных субдукционных систем магматических ансамблей, включающих адакитовую (HSA и LSA- типов), байяитовую (высоко- Mg), Nb-обогащенную БАДР, толеитовую и высоко-Nb серии [Светов, 2005].

Геохимическое сопоставление изучаемых мезоархейских вулканитов андезитового ряда Центральной Карелии с породными ансамблями, формирующимися в фанерозойских субдукционных комплексах островодужного и окраинно-континентального типа (северная и южная зона погружения плиты Наска (Эквадор, Чили) и Филиппинской плиты (ЮЗ Япония), приуроченных к зонам пологого погружения слэбов, показывает близкую геохимическую характеристику генерируемых расплавов со значимой ролью адакитового магматизма.

Если проводить параллели между архейскими и современными субдукционными системами, основанные на геохимической характеристике породных ассоциаций, соотношении серий в их пределах, в качестве наиболее близкого аналога мезоархейским мультисериальным ансамблям Центральной части Карельского кратона, может служить вулканическая система Северного Эквадора и Колумбии (NVZ- северная вулканическая зона) в области пологого погружения плиты Наска под Южно-Американскую плиту (вулканы Пичинча, Антисана и Сумако, формирующие фронтальную, центральную и тыловую зону субдукционной системы) [Bourdon et. al., 2002]. Становление магматических формаций этого района проходит при непосредственном участии в процессе магмогенерации, как вещества мантийного слэба, так и метасоматизированной мантии. При этом вулканизм в субдукционной системе имеет четкую латеральную геохимическую зональность, отражающую внутреннее строение конвергентной системы, положение магматических очагов в ее пределах и общую архитектуру.

В режиме пологого погружения слэба, область фронтального вулканического пояса значительно отодвинута от желоба (на расстояние около 250 км), маркируется вулканом Пичинча (Западные Кордильеры). В данной области доминирующим развитием пользуются адакиты (HSA-типа, с содержанием MgO <3 мас. %; K₂O/Na₂O~ 0.4, с низкими содержаниями TPЗЭ и Y, высокими концентрациями Sr>500 ppm и высокими значениями отношений La/Yb, Sr/Y) и высокомагнезиальные андезиты (байяиты), характеризующиеся высокими содержаниями MgO до 6.02 мас.%, повышенным уровнем TPЗЭ, высокими концентрациями Cr (150-170 ppm) и Ni (70-85 ppm). Формирование адакитов Пичинчи проходит при плавлении базальтового слэба, в зоне «перелома» (области увеличения наклона) плиты Наска, генерация байяитов - в ходе смешения первичных адакитовых расплавов с веществом мантийного клина в ходе подъема магм на поверхность.

По мере смещения вулканического фронта в сторону континента (в центральном вулканическом поясе - вулкан Антисана, Восточные Кордильеры) растет роль геохимически переходных серий от адакитов к АДР-серии известково-щелочного ряда, в тыловом вулканическом поясе (вулкан Сумако) ключевую роль играют высоко-Nb базальты. Породы характеризуются низким содержанием SiO₂ (44-54 мас.%), повышенными содержаниями K₂O (0.8-4 мас.%), Na₂O (4.1-6.5 мас.%), при отношении K₂O/Na₂O~ 0.6, и могут быть классифицированы как абсорокиты и шошониты. Вулканиты значительно обогащены PЗЭ (La/Yb=28-50), как в легкой, так и тяжелой части спектра, и характеризуются аномально высокими концентрациями Nb (от 21 до 80 ppm). Таким образом формирование магматических систем в центральном и тыловом поясах происходит за счет частичного плавления пород метасоматизированной мантии [Bourdon et. al., 2002].

На наш взгляд важным является тот факт, что наличие породной триады: адакиты-байяиты- высоко-Nb или Nb-обогащенные андезиты (БАДР-АДР) является своеобразным геохимическим маркером существования «пологих и горячих» субдукционных систем (как в случае фанерозойских систем Северного Эквадора и других аналогичных областей субдукции)

и может с большой долей вероятности распространяться на модели архейских конвергентных систем. При этом формирование контрастных геохимических серий связано прежде всего со взаимодействием магм, образованных при плавлении субдуцируемого слэба, с веществом метасоматизированного мантийного клина. В меньшей степени, это обусловлено контаминацией первичными магмами корового вещества.

В рамках данного исследования, нас интересовали дополнительные геохимические аргументы, позволяющие подтвердить существование режима пологой горячей субдукции в ходе эволюции архейских конвергентных систем, что позволило бы реконструировать их архитектуру и модель развития. С этой целью нами было проведено изучение распределения флюид-мобильных (FME) элементов в древнейшем островодужном комплексе Фенноскандинавского щита с целью оценки роли флюидной фазы при формировании магматических расплавов на основании прецизионного ICP-MS анализа.

Основное внимание уделялось В/Ве систематике вулканитов. В связи с тем, что бор (В) является одним из наиболее подвижных во флюидной фазе элементов, он может быть использован в качестве химического маркера существования глубинных флюидов [Leeman, Sisson, 1996]. Для этой цели наиболее приемлемо сопоставление концентраций бора с другими, менее подвижными во флюидной фазе элементами (но с близкими коэффициентами распределения (K_d) минерал-расплав), что позволяет оценить процесс дегидротации океанического слэба, а также вклад осадочного материала в процесс формирования магм в зонах субдукции [Leeman et al., 1994]. Вместе с тем кроме бора, для оценки роли флюида при формировании андезитовых расплавов можно использовать такие FME элементы как Li, Be, As, однако анализ их поведения может вызывать некоторые дополнительные трудности при интерпретации, например в связи с ярко выраженной халькофильной природой As.

В настоящее время имеются прецизионные данные по средним концентрациям бора в базальтах из различных геодинамических обстановок. Так мафиты островных дуг характеризуются значительными вариациями концентраций бора в пределах от 1 до 90 ppm, в то время как его содержание в современных океанических базальтах N-MORB-типа находится в интервале от 0.28 до 3 ppm, а в базальтах океанических островов на уровне 2-3 ppm [Mogris et al., 1990]. Основное объяснение, которое используется для трактования столь высокого уровня бора в островодужных сериях связывается с удалением бора из субдуцируемого слэба в зону мантийного клина (из которой и формируются многие субдукционные расплавы), в ходе процессов метасоматизации мантии. Однако отмечается и тот факт, что метаморфизованная океаническая кора может быть обогащена бором еще до стадии инициализации субдукционных процессов [Leeman et al., 1996].

Следует подчеркнуть, что В/Ве отношение позволяет существенно дополнить петрологическую картину процессов магмообразования. Это связано с тем, что бор и бериллий хотя и имеют очень близкие коэффициенты распределения минерал-расплав (в магматических системах субдукционных зон при существующих там РТ-условиях) [Vebout et al., 1993], но при этом обладают разной подвижностью во флюидной фазе.

Бериллий менее подвижный элемент и может транспортироваться в слэбе на более глубокий уровень без существенного перераспределения [Tatsumi, Isoyama, 1988]. Таким образом, с одной стороны высокая растворимость флюидной фазой бора, а с другой более стабильное поведение в этом процессе бериллия, позволяет получить петрологически важное отношение (В/Ве), оценивающее роль флюида в процессе магмогенерации расплавов в субдукционных системах, и не меняющееся в зависимости от степени частичного плавления и фракционирования расплава.

В настоящее время исследователями указывается на значительные вариации В/Ве отношения в магматических системах из супрасубдукционных обстановок, где значения отношения могут варьировать в широких пределах (от 10 до 170), что чаще всего интерпретируется наличием обогащенного мантийного резервуара и значительным вкладом осадочного материала в процесс плавления [Mohan et al., 2008]. В противоположность, базальты MORB и OIB типов характеризуются низкими значениями В/Ве отношения, на уровне 3-5 [Ryan et al., 1996].

Основная трудность при изучении флюид-мобильных элементов, особенно в архейских породах, связана с процессами выветривания и метаморфической проработки породных литотипов. Изучаемые породы имеют разную степень метаморфической сохранности и вторичной проработки. Существует несколько вариантов оценки степени изменения породной

серии, один из них по уровню концентраций H_2O в пробах и потерь при прокаливании. Средние концентрации H_2O в вулканитах адакитового ряда не высоки, составляют в лавах - 0.153 ± 0.046 вес.%, для субвулканитов - 0.126 ± 0.028 вес.%, в туфах - 0.166 ± 0.023 вес.%. Значение потерь при прокаливании (п.п.п.) для лав адакитов - 2.052 ± 0.145 вес.%, для субвулканитов - 1.655 ± 0.170 вес.%, в туфах - 2.180 ± 0.142 вес.%, что говорит о хорошей сохранности пород. Кроме того, для оценки степени химического выветривания породных литотипов мы использовали индекс химического выветривания [Nesbitt, Young 1982] $CIA = 100[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$, в молекулярных процентах (CaO^* - в силикатной фракции). Несмотря на то, что использование индекса направлено на изучение вулканогенно-осадочных пород, в последнее время его применяют для характеристики изменения вулканических образований [Mohan et al., 2008]. Значения индекса CIA для пород мезоархейского островодужного комплекса варьирует от 46 до 52, что говорит об очень низкой степени (или полном отсутствии) химического выветривания породного ансамбля. Так же важным маркером химического выветривания является наличие положительной или отрицательной Ce аномалии - $Ce/Ce^* = 3Ce_n / (2La_n + Nd_n)$. Для адакитов и ассоциирующих вулканических серий Центральной Карелии Ce/Ce^* отношение варьирует от 0.86 до 1.15, что не позволяет предполагать активное химическое выветривание. Таким образом, полученные выводы позволяют надеяться на сохранность FME-системы в древнейшем островодужном комплексе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии.

Приведем полученные нами результаты. Для адакитов древнейшего островодужного комплекса Фенноскандинавского щита значения концентраций FME элементов приведены в табл. 1.

Табл.1. Средние содержания FME элементов (ICP-MS) в мезоархейских адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

Породы	Структура	B	Be	B/Be	Li	Cs
Субвулканиты	Игнойльская	6.938 ± 3.558	1.453 ± 0.017	4.74	20.175 ± 3.798	1.146 ± 0.388
Лавы	Игнойльская	1.778 ± 0.130	1.822 ± 0.125	0.94	24.622 ± 2.537	1.040 ± 0.118
Туфы	Игнойльская	1.120	1.294	0.86	28.169	1.986
Дайки	Чалкинская	6.086 ± 1.970	1.744 ± 0.079	3.48	28.446 ± 0.623	5.491 ± 0.919
Лавы	Няльмозерская	-	1.245 ± 0.053	-	0.685 ± 0.418	0.552 ± 0.321

Для древнейших адакитов Карельского кратона нами отмечаются значительные вариации бора, бериллия и B/Be отношения в различных литофациальных разновидностях пород адакитовой серии, что подтверждает предположение о возможном обеднении (разной степени обеднения) FME-системы. Предполагая, что субвулканиты с большей вероятностью сохранили первичные концентрации флюид-мобильных элементов, следует отметить, что уровень концентрации бора в Игнойльском адакитовом некке и адакитовых дайках Чалкинской палеопостройки идентичен, и равен 6.0-6.9 ppm. Для адакитов из дайковой фазы Чалкинской палеовулканической постройки нами получены также близкие субвулканитам Игнойлы значения B/Be отношения на уровне 3.4-4.7, а учитывая данные по лавам и туфам древней адакитовой серии величина B/Be отношения варьирует от 0.8 до 4.74.

В качестве сравнения приведем B/Be систематику адакитов из фанерозойских комплексов Панамы [Tomascak et al., 2000], в которых величина данного отношения составляет - 6.76 ± 1.01 , что значительно ниже значений полученных для андезитов БАДР известково-щелочной серии - 11.3 ± 6.10 . В вулканитах дуги Вануату, величина B/Be отношения значительно варьирует, составляет в среднем 18.2 ± 12.60 , а наибольшие значения получены для пород Центрально-Американской дуги, в которой B/Be отношение достигает 36.5, но также со значительными вариациями в серии (36.5 ± 30.2) [Chan et al., 1999].

Таким образом очевидно, что адакиты (как архейского, так и фанерозойского возраста) показывают самые низкие концентрации FME элементов, в отличие от магматических систем, генерируемых из области метасоматизированного флюидами мантийного клина (БАДР-АДР серий фанерозоя), для которых концентрации FME элементов максимальны. Данное наблюдение хорошо коррелирует с моделью формирования адакитов в ходе непосредственного плавления субдуцируемого мафического слэба, когда весь бор и прочие флюид-мобильные элементы были удалены из него на ранней стадии дегидротации. Однако остается вопрос: как варьирует B/Be отношение в сосуществующих с древнейшими адакитами прочих

магматических системах андезитового ряда, отличаются ли они более высокими концентрациями FME элементов. Для ответа на него, целесообразно рассмотреть систематику флюид-подвижных элементов в вулканитах БАДР, толеитового и байяитового типов выделенных нами в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Концентрация флюид-мобильных элементов (FME) и В/Ве отношения в древнейших (3.05-2.99 млрд.лет) островодужных вулканитах Фенноскандинавского щита приведена в таблице 2.

Табл.2. Средние содержания FME элементов (ICP-MS) в островодужном комплексе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Породы	Структура	В	Ве	В/Ве	Li	Cs
Высоко-Nb (HNB) серия						
Субвулканиты	Остерская	11.974±1.236	1.524±0.323	7.85	76.884*	4.662±0.380
БАДР-Nb-обогащенная серия						
Субвулканиты	Остерская	18.938±2.110	1.300±0.263	14.56	53.252*	4.303±2.328
Лавы	Чалкинская	3.680±1.016	1.475±0.155	2.49	40.694*	2.950±0.301
Байяитовая (высоко-MgO) серия						
Лавы, дайки	Чалкинская	5.820±1.131	1.009±0.097	5.78	24.647*	3.453±1.516
Толеитовая серия						
Лавы, дайки	Чалкинская	6.531±3.165	0.923±0.058	7.07	27.955±7.642	4.072±2.383

Наблюдаемые концентрации бора в ассоциирующих с адакитами высоко-Nb, байяитовой, БАДР и толеитовых сериях находятся в интервале от 1.1-11.9 ppm, что соответствует его содержанию в фанерозойских адакитах и примерно идентично характеристике в изучаемых нами архейских адакитовых системах (1.1-6.9 ppm). Концентрация Ве в древнем островодужном комплексе (0.9-1.5 ppm) в среднем значительно ниже, чем в адакитах. Более высоким выглядит содержание Cs в ассоциирующих с адакитами вулканитах (уровень концентраций 2.9-4.6 ppm), хотя в качестве исключения можно назвать адакитовые дайки Чалкинской структуры, в которых Cs часто превышает 6-8 ppm. Таким образом кроме отдельных превышений по Li, FME-систематика всего островодужного комплекса существенно не различается.

Адакиты и островодужные мезоархейские вулканиты Карельского кратона показывают достаточно низкие В/Ве отношения (так в адакитах -0.8-4.7; в островодужных андезитах - 2.4-7.8 с аномально высокими до 14.5), по сравнению с фанерозойскими островодужными комплексами известково-щелочного ряда, где этот параметр может достигать уровня 30-36.

Данный вывод на первый взгляд не укладывается в ожидаемые тенденции и несколько противоречит модели формирования островодужных андезитовых систем при плавлении флюид-обогащенной области мантийного клина. Однако многими авторами отмечается, что вариации В/Ве отношения зависят не только от типа пород участвующих в субдукции, но и от скорости и температурного режима субдукционного процесса [Vebout et al., 1993].

В случае если субдукция затрагивает молодую (<20 млн.лет) «горячую» океаническую кору в режиме пологого погружения, прогрессивный метаморфизм, связанный с увеличением РТ-параметров по мере погружения слэба, приводит к тому, что большая часть бора, еще в начале метаморфических преобразований, выносится из слэба, постепенно обедняя им флюидную фазу при стабильной концентрации Ве, следствием чего и является тот факт, что метасоматизированный мантийный клин имеет низкие величины В/Ве отношения [Mohan et al., 2008]. Таким образом, весь ансамбль формирующегося островодужного комплекса будет характеризоваться низкими концентрациями FME элементов.

В противоположность, при субдукции древней (>20 млн.лет) океанической коры, В-Ве система является стабильной и по достижению больших глубин, что при дегидротации,

приводит к переносу бора флюидами в область мантийного клина и отражается в высоких значениях В/Ве отношений в расплавах формирующихся на данном уровне [Leeman, 1994].

Резюмируя, следует подчеркнуть, что FME систематика древнейших адакитовых вулканитов Карельского кратона подтверждает модель их формирования при непосредственном плавлении мантийного слэба и при подъеме расплава с контаминацией вещества мантийного клина. При этом распределение FME элементов во всех породных ансамблях древнейшего островодужного комплекса Карельского кратона может являться дополнительным свидетельством в пользу доминирования пологой архитектуры субдукционных конвергентных систем в мезоархее.

Список литературы

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2005. 230с.

Bebout, G.E., Ryan, J.G., Leeman, W.P. B-Be systematics in subduction-related metamorphic rocks — characterization of the subducted component // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 57. 1993. P.2227–2237.

Bourdon E., Eissen J.P., Gutscher M.A. и др. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. V.205. P. 123-138.

Chan L.H., Leeman W.P., You C.F. Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: Implications for modification of the sub-arc mantle by slab-Derived fluids // *Chem. Geol.* 1999. V.160. P. 255-280.

Leeman, W.P., Carr, M.J., Morris, J.D. Boron geochemistry of the central-American volcanic arc — constraints on the genesis of subduction-related magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 149–168.

Leeman, W.P., Sisson, V.B. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes // *Boron. Rev. Mineral.* 1996. P. 645–707.

Mohan M, Kamber B.S., Piercey S.J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008.V. 274. P. 479–488.

Morris, J.D., Leeman,W.P., Tera, F. The subducted component in island arc lavas — constraints from be isotopes and B-Be systematics // *Nature*, 1990. V. 344. P. 31–36.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites. // *Nature*, 1982. V. 299. P. 715-717.

Ryan, J.G., Leeman, W.P., Morris, J.D., Langmuir, C.H. The boron systematics of intraplate lavas: Implications for crust and mantle evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 415–422.

Tamascak P.B., Ryan J.G., Defant M.J. Lithium isotope evidence for light element decoupling in the Panama subarc mantle // *Geology*. 2000. V. 28. P. 507-510.

Tatsumi, Y., Isoyama, H. Transportation of beryllium with H₂O at high-pressures - implication for magma genesis in subduction zones // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. P. 180–183.

МОНЕРОНО-САМАРГИНСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА ЦИРКУМ-ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

В. П. Симаненко, В. В. Голозубов, Ф. И. Малиновский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
e-mail: simanenko-07@yandex.ru

В континентальном и островном обрамлении Японского моря в последние десятилетия были обнаружены блоки (террейны), сложенные раннемеловыми терригенно-вулканогенными и вулканическими комплексами. На континенте они известны в центральном и северном Сихотэ-Алине, где выделялись вначале в качестве Самаргинской вулканической дуги [Симаненко, 1984], а затем Кемского островодужного террейна [Ханчук, 1993]. Восточнее раннемеловые вулканогенные породы известны на севере Западного Сахалина (Камышовый и Западно-Шмидтовский террейны), и на юге – на островах Монерон, Ребун, Хоккайдо и Хонсю, где разными исследователями выделялись как Монеронская, Ребун-Кабато-Монеронская или Ошима-Сахалинская островные дуги. Нами проведены исследования в Кемском, Западно-Шмидтовском, Камышовом террейнах и изучен меловой разрез Монеронской параметрической скважины (рис.1). Геологические, литолого-седиментологические и петролого-геохимические корреляции раннемеловых вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных образований в этих террейнах с раннемеловыми островодужными образованиями Японии позволяют объединить разрозненные фрагменты в островодужную систему, существовавшую на Азиатской окраине в раннем мелу. В Монероно-Самаргинской системе реконструируются все главные тектонические элементы, свойственные современным островным дугам: осевая зона вулканической дуги (вулcano-плутонический пояс), задуговый (тыловой) и преддуговой (передовой) бассейны, а также аккреционный клин.

Осевая зона вулканической дуги представлена вулканогенными комплексами Ребуно-Монеронского поднятия, гор Кабато на Хоккайдо и поясом Северного Китаками на о-ве Хонсю. К этой же зоне относится и блок островодужных толеитов Западно-Шмидтовского террейна. Большая же часть осевой зоны скрыта под вулканитами позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и кайнозойскими отложениями Японского моря и Татарского пролива. К западу от осевой зоны вдоль Сихотэ-Алиня прослеживается Кемский террейн, сложенный вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами задугового бассейна. Отторгнутым в кайнозой в процессе раскрытия Японского моря элементом этого бассейна, видимо, является Камышовый террейн Западного Сахалина. Фрагменты преддугового бассейна обнажаются восточнее осевой зоны в Западно-Сахалинских горах и на Хоккайдо в виде баррем-альбских турбидитовых и прибрежно-морских отложений формаций Нижнее и Среднее Иезо [Kiminami et al., 1992]. Фрагментами аккреционной призмы Монероно-Самаргинской островодужной системы, видимо, являются Киселевско-Маноминский террейн Северного Сихотэ-Алиня, зона Идоннапу Центрального Хоккайдо [Kiminami et al., 1992] и Мерейская зона Сахалина [Жаров, 2004]. На востоке о. Сахалин фиксируются пояс глаукофан-сланцевого метаморфизма, гипербазитов, олистостромов и серпентинитового меланжа, который продолжается на о. Хоккайдо поясом Камуикотан - термобарических метаморфитов возрастного интервала 145-101 мил. лет [Komatsu et al., 1992,], который интерпретируется как Хоккайдо-Сахалинская палеозона субдукции [Ota et al., 1993]. Ниже приводится краткая геологическая и геохимическая характеристика магматических пород отдельных фрагментов Монероно-Самаргинской системы.

Осевая зона. Западно-Шмидтовский террейн Террейн расположен на крайнем северо-западе о. Сахалин, п-ове Шмидта в районе мыса Марии. Раннемеловые островодужные магматические образования представлены здесь марийской толщей, в нижней части, мощностью 1150 м, сложенной преимущественно потоками шаровых, подушечных, массивных и миндалекаменных лав базальтов и андезибазальтов, лавобрекчиями и гиалокластитамы того же состава и мегапорфировыми диопсид-авгитовыми и оливинными базальтами [Симаненко и др., 2007], а в верхней, мощностью 750 м, - переслаиванием вулканических брекчий, туфов, туффитов с потоками афировых базальтов, гиалокластитов и прослоями кремнистых туфоалевролитов с остатками валанжин-альбских радиолярий. По химическому составу вулканыты толщи относятся к низкотитанистому умеренноглиноземистому типу, а по

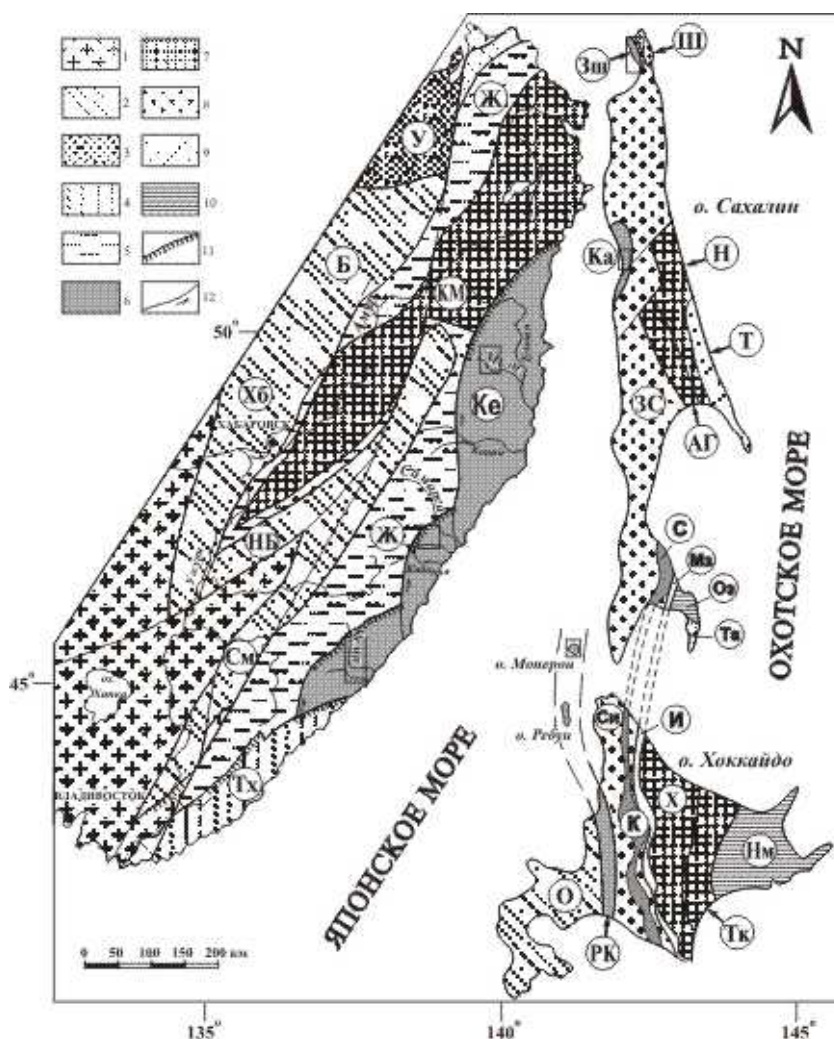


Рис. 1. Схема Тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий. 1-10 – террейны: 1-домезозойские; 2-3-юрские: 2-аккреционные призмы, 3-турбидитовые; 4-6-раннемеловые: 4- аккреционные призмы, 5- турбидитовые, 6-островодужные (Монероно-Самаргинской островной дуги); 7-9-ранне-позднемеловые: 7-аккреционные призмы, 8- турбидитовые, 9-островодужные; 10-позднемеловые-палеогеновые; 11-12-разломы: 11-надвиги, 12-сдвиги. 13-районы исследований. Террейны: См-Самаркинский, НБ-Наданьхада-Бикинский, Хб-Хабаровский, Б-Баджалский, У-Ульбанский, КМ-Киселевско-Маноминский, Тх-Таухинский, Ж-Журавлевский, Ке-Кемский, ЗС-Западно-Сахалинский, Н-Набильский, Т-Терпения, ЗШ-Западно-Шмидтовский, Ш-Шмидтовский, Ка-Камышовый, С-Сусунайский, Мр-Марейский, ОЗ-Озерский, ТА-Тонино-Анивский, О-Ошима, РК-Ребун-Кабато, СИ-Сорачи-Иезо, К-Камуикотан, И-Идонаппу, Х-Хидака, Тк-Токоро, Нм-Немуру. Квадратом отмечены районы исследований.

соотношениям $FeO^* - FeO^*/MgO$, $FeO^*/MgO - SiO_2$ принадлежат островодужным толеитам. Для них характерно дифференцированное распределение несовместимых микроэлементов при высоком содержании крупноионных литофильных и дефиците высокозарядных элементов, а также глубокая отрицательная Ta-Nb аномалия на спайдердиаграммах. На различных дискриминационных диаграммах, отображающих геодинамические обстановки проявления магматизма, они располагаются внутри полей активных континентальных окраин и островных дуг. Низкие Zr/Y и Ba/La отношения, при пониженных содержаниях Zr и Sr сближают их с базальтами энсиматических островных дуг.

Ребуно-Монеронский террейн находится в северной части Японского моря на Ребуно-Монеронском подводном поднятии, протягивающимся на 300 км от Хоккайдо до Сахалина. Остров Монерон расположен в 43 км западнее о. Сахалин. В его строении участвуют вулканогенные образования трех комплексов. Верхний комплекс (340 м) миоценовых базальтов слагает надводную часть острова. Два нижних комплекса (верхнемеловой и нижнемеловой-верхнеюрский) перебулены параметрической скважиной. Верхнемеловой комплекс залегает на глубине 341-1481 м сложен и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями

туфобрекчий, туффитов и туфов. Формировался комплекс в условиях активной континентальной окраины в структуре Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса.

Позднеюрско-раннемеловой комплекс находится на глубине 1481-4215 м и представлен чередованием лавово-пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканических пород основного состава [Пискунов, Хведчук, 1978]. Нижнюю часть комплекса составляют диабазы и базальты с горизонтами туфов, туффитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Средняя и верхняя части сложены чередованием лав и лавобрекчий базальтов, андезибазальтов, горизонтами вулканомиктовых песчаников и алевролитов. По макро- и микроэлементному составу породы комплекса относятся к островодужным толеитам и хорошо коррелируются с вулканидами Западно-Шмидтовского террейна Сахалина. **Остров Ребун** сложен продуктами островодужного толеит-базальтового и андезитового вулканизма, мощностью 2300 м, которые подразделяются на пять формаций валанжин-барремского возраста и коррелируются с вулканогенными разрезами о. Монерон и группы Куманешири гор Кабато на Хоккайдо [Niida, Kito, 1986]. **Группа Куманешири** разделяется на четыре формации, отложения которых, общей мощностью около 4 км, состоят из гиалокластитов, андезитовых брекчий, туфов и эпикластических вулканогенных песчаников и алевролитов [Nagata et al, 1986]. По радиоляриям возраст группы – берриас-барремский; Ar-Ar датировки отвечают альбу ($101 \pm 2,7$ млн. лет). По основным петрохимическим характеристикам вулканические породы группы Куманешири отвечают островодужной толеитовой и известково-щелочной сериям. В террейне **Северного Китаками** известны готерив-барремские андезит-риолитовые известково-щелочные вулканические породы с K-Ar датировками 114-119 млн лет и ассоциирующие с ними гранитоидные интрузии возрастного интервала 135-109 млн лет. Вулканизм этого террейна рассматривается как тыловая часть вулканической дуги Ребун-Кабато [Ikeda, Komatsu, 1986].

Кемский террейн образован баррем-альбскими терригенными, главным образом, флишевыми отложениями и вулканидами основного, реже - среднего состава. Геология, литология и вулканизм террейна изучались нами детально в бассейнах рек Кемы, Самарги и Мули [Симаненко, 1984, Симаненко и др., 2004, Malinovsky et al., 2008, Голозубов и др. 2006 и др.]. В бассейне р. Мули вулканические и вулканогенно-осадочные породы присутствуют в баррем-альбской уктурской свите. Вулканиды относятся к базальт-андезитовой ассоциации островных дуг и подразделяются на умеренно глиноземистые породы толеитовой серии, залегающие внизу разреза, и высокоглиноземистые известково-щелочной серии – вверху. Для вулканидов верхней части характерны повышенные кремнеземистость, магнезиальность и хромистость. Геохимические данные указывают на принадлежность их к энсиматической островодужной ассоциации, имеющей $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70426$ и возраст 101 ± 6 млн лет. Ассоциирующие с ними интрузии монцонитоидов имеют $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70423$ и изохронный возраст от $110 \pm 1,6$ до $130 \pm 3,1$ млн лет. В бассейне р. Самарги нижнемеловые образования сложены апт-альбским комплексом вулканогенно-осадочных отложений, мощностью от 850 до 3600 м, представленными внизу грубозернистыми граувакками, а вверху – флишевым переслаиванием песчаников и алевролитов с пластами базальтов, андезибазальтов и андезитов и верхнее альбским вулканогенно-молассовым комплексом, мощностью до 1000 м, сложенным агломератовыми туфами, брекчиями, туфоконгломератами, грубозернистыми туффитами, пепловыми туфами и тефроидами и редкими потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов. По составу вулканиды отвечают высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой сериям, и на различных тестовых диаграммах располагаются в областях островодужных магм. В бассейне р. Кемы вулканогенная часть разреза сложена базальтами и разнообразными по размерности и сортированности туфами и тефроидами с редкими горизонтами турбидитов, песчаников и микститов. Текстурные особенности указывают на излияния базальтов в мелководном бассейне на нелитифицированные осадки. Геохимические особенности вулканидов свидетельствуют о надсубдукционной их природе, а на ряде тестовых диаграмм они располагаются в области базальтов задуговых бассейнов. О задуговой природе ассоциированных с ними осадочных пород говорят и литологические данные [Malinovsky et al., 2008]. **Камышовый террейн** Западно-Сахалинских гор сложен пакетом пластин вулканогенно-кремнистых отложений с фауной радиолярий берриас-альбского возраста, мощностью 120 м [Зябрев, Брагин, 1987], перекрытых альбскими кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Вулканические породы в составе комплекса представлены спилитами и диабазами, обладающими геохимическими признаками островодужных магм [Симаненко, 1986; Гранник,

Пискунов, 1992; Степашко, 1995], что позволяет нам рассматривать Камышовый террейн как фрагмент Кемского террейна.

Геодинамические реконструкции, с привлечением данных палеоклиматической зональности по раннемеловым флорам (рис. 2), указывают на формирование Монероно-Самаргинской островодужной система на выдвинутом в сторону океана континентальном блоке Азии на палеоширотах южнее 30° СШ. В конце раннего – начале позднего мела эта структура по системе сдвигов аккретировалась к Азиатскому континенту. Современное положение отдельных фрагментов связано с деструкцией палеосистемы в процессе раскрытия Японского моря в кайнозое.

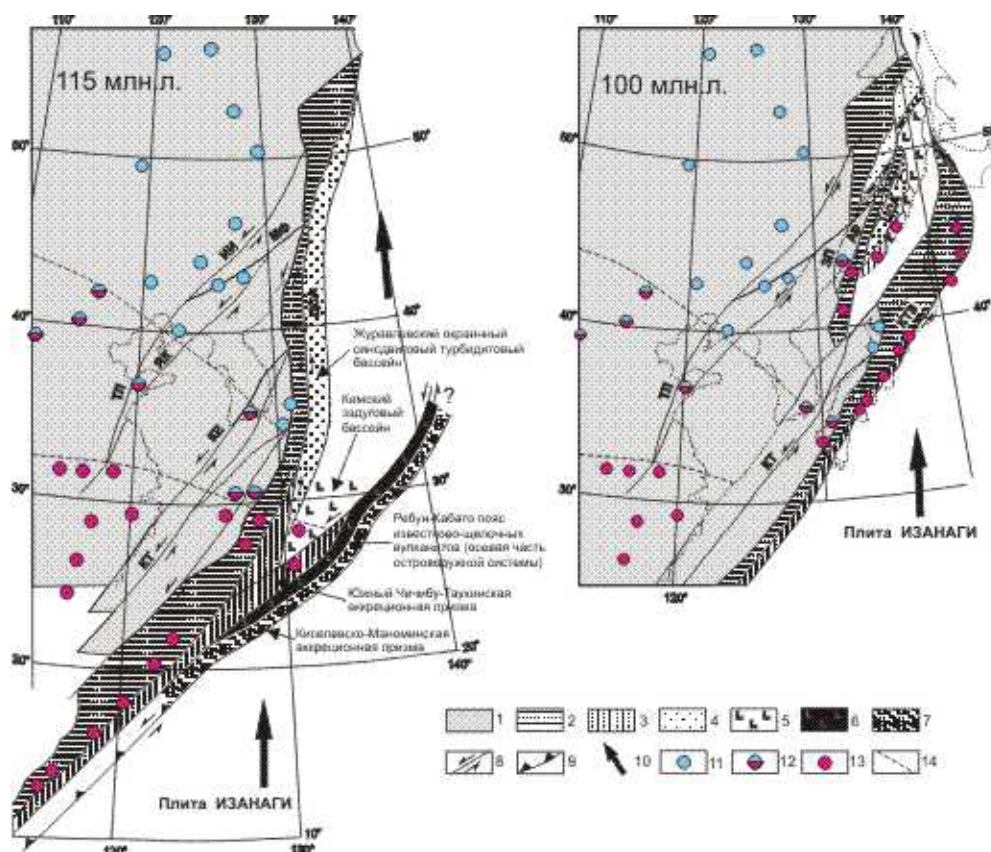


Рис. 2. Геологические реконструкции восточной окраины Азии для 115 млн л.н. и 100 млн л.н. [Голозубов и др., 2006] 1 – доюрский континент; 2 – юрские террейны – фрагменты аккреционной призмы; 3 – позднеюрско-раннемеловые террейны - фрагменты аккреционной призмы; 4-7 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна; 5 – задугового бассейна; 6 – осевая часть дуги; 7 – баррем-альбской аккреционной призмы; 8 – левые сдвиги системы Тан-Лу, в том числе: ИИ-Илан-Итунский, Мишань-Фушунский, АР-Арсеньевский, ЦСА-Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП-Западно-Приморский, ЯК-Ялуджиан-Квиндао, ТЛ-Тан-Лу, КЕ-Кванджу-Енглонг, КТ-Корейско-Тайванский; 9 – зоны субдукции; 10 – направление перемещения плиты Изанаги; 11-13 – флористические комплексы: 11 Тетори, 12 смешанный, 13-Риосеки; 14 – границы палеоклиматических зон. КТЗ – Тектоническая зона Куросегава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Грантов ДВО РАН № 09-III-A-08-404, № 09-III-A 08-408, № 09-I-ОНЗ-01.

Список литературы

Голозубов В.В., Малиновский А.А.Б Симащенко В.П. О тектонических реконструкциях Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатской окраины: возможны ли простые решения? // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 4. С.115-119.

Гранник В.М., Пискунов Б.Н. Петрохимические критерии тектонической природы нижнемеловых базальтов Западно-Сахалинских гор // Доклады АН, 1992. Т. 326. № 5. С. 887-891.

- Жаров А.Э.** Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск. Сахалинское кн. Издательство. 2004. 191 с.
- Зябрев С. В., Брагин Н.Ю.** Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Доклады АН СССР, 1987. Т. 297. № 6. С. 1443-1445.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.И.** Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Доклады АН СССР, 1978. Т. 226. № 3. С. 647-650.
- Симаненко В.П.** Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146-151.
- Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В.** раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 2. С. 30-51.
- Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Малиновский А.И., Чашин А.А.** Раннемеловые вулканы и раннекайнозойские экстрезии м. Мариин на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): геохимические исследования // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 3. С. 75-88.
- Степашко А.А.** О происхождении нижнемеловых базальтов Рождественского разреза и природе Западно-Сахалинского прогиба // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. № 6. С. 87-97.
- Ханчук А.И.** Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. Дис. Д-ра геол.-минер. Наук. М. 1993. 31 с.
- Ikeda I, Komatsu H.** Earle Cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, north Hokkaido, Japan // Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V.31. P. 51-62.
- Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakabura M.** Cretaceous-paleogene arc-trench systems in Hokkaido // Paleozoic and Mesozoic Terranes; basement of the Japanese island arcs: 29th IGC Field Trip Guide book. 1992. V. 1. P. 1-43.
- Komatsu M., Shibakusa H., Miyashita S., Ishizuka H., Osanai Y., Sakakabura M.** Subduction and collision related high and low P/T metamorphic belts in Hokkaido // : 29th IGC Field Trip Guide book. 1992. V. 5. P. 1-61.
- Malinovsky A.I., Golozubov V.V., Simanenko V.P., Simanenko L.F.** Kema terrane; a fragment of a back-arc basin of the early Cretaceous Moneron-Samarga island-arc system, East Sikhote-Alin range, Russian Far East // Island Arc, 2008. V. 17. P. 285-304.
- Nagata M., Kito N., Niida K.** The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous volcanic arc // Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 63-79.
- Niida K., Kito N.** Cretaceous arc-Trench system in Hokkaido // Monogr. Geology and Tectonics of Hokkaido. Sapporo: Assoc. Geol. Collab Japan, 1986. V. 31. P. 379-402.
- Ota T., Sakakibara M., Itaya T.** K-Ar ages of Kaimukotan metamorphic rocks in Hokkaido, Japan // Jour. Geol. Soc. Japan, 1993. V. 99. № 5. P. 335-345.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДАЕК И СИЛЛОВ О-ВА ХЕЙСА, АРХИПЕЛАГ ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

В.А. Симонов¹, Ю.В. Карякин², С.В. Ковязин¹, Э.В. Шипилов³

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: simonov@uiggm.nsc.ru

²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yukar@ginras.ru

³Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск

В последнее время проблемам полярных областей уделяется повышенное внимание. Об этом свидетельствуют многочисленные публикации и доклады на недавно прошедшем LXII Тектоническом совещании «Геология полярных областей Земли» (Москва, 2009), в которых рассматриваются широкий круг вопросов, связанных с геологией Арктики и Антарктиды. Активные исследования островов Арктического бассейна дали возможность получить значительный объем информации о магматизме этого региона [Карякин, Шипилов, 2008; Симонов и др., 2008; Шипилов, Карякин, 2008; Карякин и др., 2009; и другие]. При этом, большая часть материалов по магматическим системам арктических островов связана с результатами исследования базальтовых эффузивных серий. В то же время, особенности формирования интрузивных комплексов затронуты в меньшей степени.

В сообщении приводятся новые данные о физико-химических и геохимических параметрах формирования даек и силлов о-ва Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа), полученные главным образом с помощью анализа расплавных включений в плагиоклазах. Включения исследовались в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] согласно методическим разработкам, опубликованным ранее [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Стекла закаленных гомогенизированных включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН. Содержания РЭ, РЗЭ и воды в расплавных включениях определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [Соболев, 1996].

Включения расплавов были найдены в плагиоклазах из долеритовых порфириров даек и из долеритов силлов о-ва Хейса. Первичные расплавные включения (размерами 5-60 мкм) располагаются в центральных частях кристаллов и формируют зоны роста плагиоклаза. Формы включений – округло-прямоугольные таблички. До высокотемпературных экспериментов включения содержат микрозернистую ассоциацию темных и светлых фаз. Иногда виден газовый пузырек. Экспериментальные исследования расплавных включений в микротермокамере показали, что плагиоклазы из даек кристаллизовались при снижении температуры в существенно более широком диапазоне и до более низких значений (1175-1115°C), чем минералы из силлов - 1185-1160°C. Эти особенности связаны, скорее всего, с тем, что формирование даек происходило при кристаллизации поднимающихся базальтовых расплавов в фактически открытой системе вертикальных трещин. В то время как при образовании силлов более стабильные условия замкнутых камер способствовали сохранению высокотемпературных параметров.

Стекла гомогенизированных включений по соотношениям $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ и $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ соответствуют расплавам нормальной щелочности с толеитовыми характеристикам. По содержанию SiO_2 и MgO расплавные включения из даек и силлов сильно различаются. Для даек характерен более примитивный состав базальтовых расплавов – с пониженными значениями SiO_2 (48-50 мас.%) и повышенными содержаниями MgO (4.6-8 мас.%) по сравнению с силлами (SiO_2 50-53 мас.%, MgO 2.5-3.4 мас.%). Обладая высокими значениями титана (2.7-3.8 мас.%) включения из даек на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ располагаются в области базальтов океанических островов (OIB), в то время как включения из силлов (с меньшими содержаниями $\text{Ti} - 1.4-2.3$ мас.%) находятся на границе обогащенных расплавов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и OIB. Необходимо отметить, что часть точек включений из силлов ассоциирует с данными для базальтов плато Онтонг Джава (Тихий океан). По соотношению $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$ расплавные включения из даек находятся в поле OIB, а включения из силлов (с высокими значениями $\text{FeO}/\text{MgO} -$ преимущественно 3-4) располагаются на продолжении тренда базальтов плато Онтонг Джава и траппов Сибирской платформ.

На вариационных диаграммах Харкера включения в плагиоклазах из силлов хорошо отличаются от включений в минералах даек меньшими значениями TiO_2 , FeO, MgO. Отличаются они и от включений из лавовых потоков относительно повышенными содержаниями титана, алюминия, калия и пониженными значениями магния, кальция, на фоне роста SiO_2 . Эти данные свидетельствуют о процессах фракционирования в замкнутых камерах при формировании силлов.

По характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения в плагиоклазах из даек о-ва Хейса обогащены легкими лантаноидами, близки по спектрам к базальтам промежуточного состава Гавайских островов (OIB) и хорошо отличаются от графиков включений в минералах из лавовых потоков, которые согласуются с данными по базальтам плато Онтонг Джава и полностью соответствуют характеристикам траппов Сибирской платформы.

Рассмотренные расплавные включения в минералах пород архипелага Земля Франца-Иосифа по соотношениям таких индикаторных редких элементов, как Nb, Th, Y, Zr, относятся к сериям с плюмовым мантийным источником. На диаграмме Y - Zr точки составов расплавных включений в плагиоклазах из даек о-ва Хейса обладают повышенными значениями элементов (Y до 54, Zr до 284 г/т) и тесно ассоциируют с базальтами типа OIB. Те же особенности отмечаются и по соотношению Zr - TiO_2 . Явно обогащенные этими элементами магматические системы, формировавшие интрузивные комплексы о-ва Хейса, хорошо отличаются от расплавов, изливавшихся в виде базальтовых потоков, с типичными характеристиками океанических платобазальтов и траппов Сибири.

Моделирование по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] на основе данных по составу расплавных включений в плагиоклазах показало, что расчетные температуры полностью совпадают с температурами гомогенизации, что свидетельствует об относительно сухой системе и подтверждает реальность полученных температурных параметров. О незначительном присутствии воды говорит ионный анализ включений, показавший до 0.27 мас.% H_2O в расплавах о-ва Хейса.

Расчетное моделирование на основе данных по расплавным включениям показало, что первичные расплавы для силлов о-ва Хейса формировались на глубинах 70-95 км при температурах 1440-1530°C. Эти параметры совпадают с данными для платобазальтовых магматических систем о-ва Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) - 75-100 км при температурах 1450-1550°C [Симонов и др., 2008], а также Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава [Симонов и др., 2005]. Для даек о-ва Хейса генерация первичных расплавов происходила в более глубоких условиях: около 110 км и 1600°C

В целом, по своим геохимическим и физико-химическим характеристикам расплавы силлов более близки платобазальтовым магматическим системам, а дайки формировались из плюмовых расплавов типа OIB. То есть картина близка к ситуации, установленной нами ранее для магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа [Симонов и др., 2008] – в начале, происходило формирование платобазальтовых комплексов, состоящих из потоков лав и силлов, которые впоследствии были прорваны дайковыми сериями с обогащенными плюмовыми расплавами типа OIB.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-05-00180).

Список литературы

Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Складов Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы LXII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли» М.: ГЕОС. 2009. Т.1. С. 257-263.

Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т.1. М.: ГЕОС. 2008. С. 389-393.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин С.В., Шпилов Э.В. Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в магматических системах архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. Т. 2. С. 94-95.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 9. С. 908-923.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996. Т. 4. № 3. С. 228-239.

Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984. № 12. С. 97-110.

Шпилов Э.В., Карякин Ю.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т.2. М.: ГЕОС. 2008. С. 475-481.

Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110. № 3-4. P. 265-280.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1183-1211.

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС СРЕДНЕГО РИФЕЯ КАК ИНДИКАТОР ПРОЦЕССОВ РИФТОГЕНЕЗА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ФУНДАМЕНТА БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ПЛИТЫ (АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)

А.Н. Сироткин

ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Ломоносов,
e-mail: pechenga-67@yandex.ru

1. Шпицберген располагается на сочленении северного фрагмента Норвежско-Гренландского бассейна и западной части Северного Ледовитого океана, что делает его ключевым для расшифровки геологического строения и обоснования прогнозной оценки ресурсов углеводородного сырья этой части Баренцевоморского шельфа. Ранее здесь были выделены четыре структурно-вещественных комплекса (СВК) основания, отделённых друг от друга глубинными разломами либо поверхностями несогласий, и наложенный на фундамент комплекс девонского грабена [Сироткин, 1996; и др.]. Нижний СВК (PR_1) сформирован в условиях активной континентальной окраины и представлен осадочно-вулканогенным разрезом, региональный метаморфизм которого характеризуется условиями амфиболитовой фации (андалузит-силлиманитовый тип) и возрастом 1750 млн. лет. Разрез среднего СВК (R_1) отличается полной амагматичностью и был сформирован в условиях пассивной континентальной окраины. Зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа, достигавший условий амфиболитовой фации, датируется средним рифеем. Промежуточный СВК (R_2) имеет осадочно-вулканогенный характер, с доминированием вулканитов, низкотемпературные преобразования которых связаны с метаморфизмом погружения; повторный прогрессивный метаморфизм некоторых блоков связан с процессами каледонской активизации. Верхний СВК (R_3 - PZ_1) представлен фаунистически охарактеризованными толщами, сформированными в «платформеноидных» условиях [Бархатов, 1970; Турченко, 1987] и фактически являющимися чехлом эпигренвильской платформы. Минимальный метаморфизм характерен для нижних частей СВК. Комплекс девонского грабена – толща терригенных красно- и сероцветов мощностью до 4 км, локализованная в центре архипелага и ограниченная зонами глубинных долгоживущих разломов. Исследуемый нами промежуточный СВК представлен на архипелаге тремя сериями, разрезы которых известны на Северо-Восточной Земле (СВЗ) и западном побережье Шпицбергена (ЗПШ).

2. На СВЗ описаны разрезы всех четырёх СВК. Уникальность этого района - обнажения с угловыми несогласиями между тремя верхними СВК [Gee, Tebenkov, 1996]. Промежуточный СВК представлен серией Кап-Ханстен, несогласно залегающей на метаморфических породах среднего СВК. В основании серии описаны пачки конгломератов; остальная часть толщи представлена покровами липаритов, дацитов, андезитов, базальтов. В разрезах отмечаются туфолавы, туфобрекчи, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность серии оценивается в 2000 – 5000 м [Красильщиков, 1973; Ohta, 1982; и др.]. Породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации и прорваны телами комагматичных кварцевых порфиров. Среди интрузивных образований надо также выделить гранитоиды гренвильского комплекса СВЗ, представленные кварцевыми монцонитами и гранитами. Магматиты дают возможность выделить несколько реперных возрастов в истории региона; наиболее чётко прослеживаются гренвильские события с возрастом 1100-940 млн. лет. [Ларионов, 1999; и др.].

ЗПШ характеризуется наиболее сложным строением из-за сильного воздействия процессов альпийского тектоногенеза. Промежуточный СВК представлен сериями Вереншельдбреен и Вестготабреен [Красильщиков, 1973 и др.]. Серия Вереншельдбреен представлена мощной (более 3000 м) осадочно-вулканогенной толщей. В разрезе стратотипа серия представлена (снизу вверх) актинолитовыми и хлорит-слюдистыми сланцами с прослоями кварцитов; кварцито-песчаниками с прослоями хлоритовых и слюдистых сланцев и кислыми вулканитами; глинистыми и хлоритовыми сланцами, кварцитами, известняками. Нижний контакт серии – тектонический; верхняя граница - резкая, но без следов видимого несогласия. В разрезах на других участках ЗПШ зафиксированы хорошо сохранившиеся горизонты с переслаивающимися пачками андезибазальтов, базальтов и пикритов, пачки мусковит-плагиоклаз-кварцевых пород с реликтами порфировых структур, представляющие кислые метаэффузивы [Турченко и др., 1983; и др.]. Серия Вестготабреен, породы которой

развиты на ограниченном участке, представлена специфической толщей чередующихся глаукофановых, кварц-хлорит-мусковитовых и карбонатных сланцев, известняков и доломитов с линзовидными телами метабазитов и эклогитов [Horsfield, 1972; и др.]. Толща имеет мощность более 500 м и формирует надвиговую пластину среди отложений верхнего СВК. Интрузивные образования этого района представлены многофазным комплексом Сколфьеллет, дифференцированными интрузиями перидотит-габбрового состава и другими мелкими телами основного-ультраосновного и кислого состава. Для интрузивных пород получены возраста (U-Pb, Rb-Sr): 1278-1072 млн. лет; вулканы серии Вереншельдбреен характеризуются возрастами (U-Pb) 1201-919 млн. лет [Balashov et. al., 1996; и др.]. Для пород серии Вестготабреен получены (K-Ar, Ar-Ar, U-Pb) цифры: 476 – 453 млн. лет [Horsfield, 1972; и др.], что указывает на каледонские тектоно-термальные события.

3. Для серии Кап-Ханстен характерно резкое доминирование слабо метаморфизованных вулканических пород, химическая классификация [Петрографический кодекс, 2008] которых позволяет отнести их к риолитам, дацитам, трахидацитам, андезитам, трахиандезитам, андезибазальтам, трахиандезибазальтам и базальтам. Породы большей частью относятся к высококалиевой серии, реже к ультра- и умереннокалиевой; по щёлочности среди кислых и средних пород преобладают низкощелочные, а среди основных – субщелочные. Тип щёлочности для пород серии определяется как калиевый и калиево-натриевый. Кварцевые порфиры в петрохимическом отношении образуют вместе с вулканиками единую базальт-андезит-липаритовую серию [Тебеньков, 1983] со слабо проявленным щелочным типом. Эти породы охарактеризованы как высококалиевые и переходные от слабощелочных к субщелочным, при этом основные члены серии являются в целом более щелочными, чем средние и кислые. Гранитоиды, которые могут быть комагматичны вулканикам, являются высоко- и ультракалиевыми и субщелочными. По глинозёмистости эти породы близки к плюмазитовым. Парাপороды серии представлены разностями, среди которых по методикам [Предовский, 1980; Неелов, 1980; и др.] петрохимически выделяются туффиты, граувакки, пелиты.

Серия Вестготабреен, подвергнутая максимальному для этого комплекса метаморфизму, представлена пара- и ортопородами [Ohta, 1979; и др.]. Магматиты представлены телами эклогитов, эклогитовых метагаббро, гранат-эпидотовых амфиболитов. Петрохимически их можно отнести к базальтам, трахибазальтам и трахиандезибазальтам. По содержанию калия они являются умеренно- и низкокалиевыми, реже – высококалиевыми породами; по сумме щелочей среди этих пород заметно преобладают субщелочные разности. Тип щёлочности калиево-натриевый и натриевый. Их можно охарактеризовать как основные магматиты субщелочной серии натриевого типа, с повышенной калиевостью. Парাপороды этой серии (глаукофановые, гранатовые, хлоритовые сланцы, жадеитовые кварциты) могут быть отнесены к грауваккам, субграуваккам, мелановаккам, пелитам, туфам и туффитам. Среди них преобладают высокоглинозёмистые и железо-магнезиальные разности. Наш материал показывает, что в разрезе серии среди терригенных пород резко доминируют алевропелитовые разности; псаммитовые находятся в подчинённом положении.

Эффузивные образования, входящие в состав серии Вереншельдбреен, представлены широким спектром пород, в которых легко узнаются признаки первоначального строения по реликтам структур и первичных минералов. Петрохимически породы можно отнести к риолитам, дацитам, трахитам, андезитам, трахиандезитам, андезибазальтам, трахиандезибазальтам, базальтам, трахибазальтам, пикробазальтам, базанитам. Здесь преобладают высоко- и ультракалиевые разности; по сумме щелочей - субщелочные породы. По типу щёлочности породы распадаются на две группы: калиевого и натриевого типа; калиево-натриевый тип встречается в подчинённом количестве. Габбро, диориты и граниты комплекса Сколфьеллет характеризуются минимальным метаморфизмом; основные разности относятся к высоко- и умереннокалиевым породам, а средние и кислые варьируют от ультра- до низкокалиевых. По содержанию суммы щелочей породы можно отнести к субщелочным и низкощелочным. Мелкие тела гранитоидов по содержанию K_2O сильно варьируют, а по сумме щелочей могут быть охарактеризованы как субщелочные; по глинозёмистости их можно относить к группе плюмазитовых. Ультраосновные и основные пластовые интрузии могут быть в целом охарактеризованы как субщелочные и умеренно- до высококалиевых. Совместно с вулканиками они объединены в единую базальт – трахиандезитовую формацию [Турченко и др., 1983]. Таким образом, магматические образования серии представлены широким спектром

пород по основности, но среди них явно преобладают высоко- и ультракалиевые субщелочные породы. Парাপороды на диаграммах [Предовский, 1980 и др.] попадают в поля пелитов, граувакк, субграувакк, мелановакк и аркозов. Они охарактеризованы как высоко- и умеренноглинистые породы. Исследования ГЖВ в минеральных зёрнах кварцитов, ассоциирующихся с кислыми эффузивами, говорят об их хомогенной природе.

4. Вулканические образования в разрезах промежуточного СВК представлены широким спектром пород разной основности. В целом они формируют бимодальную серию, главной особенностью которой является высококалиевый и субщелочной характер. Это хорошо демонстрируется на диаграмме $(Na+K)/Ca - A_c$ (рис.) и подтверждает эту тенденцию: здесь видно

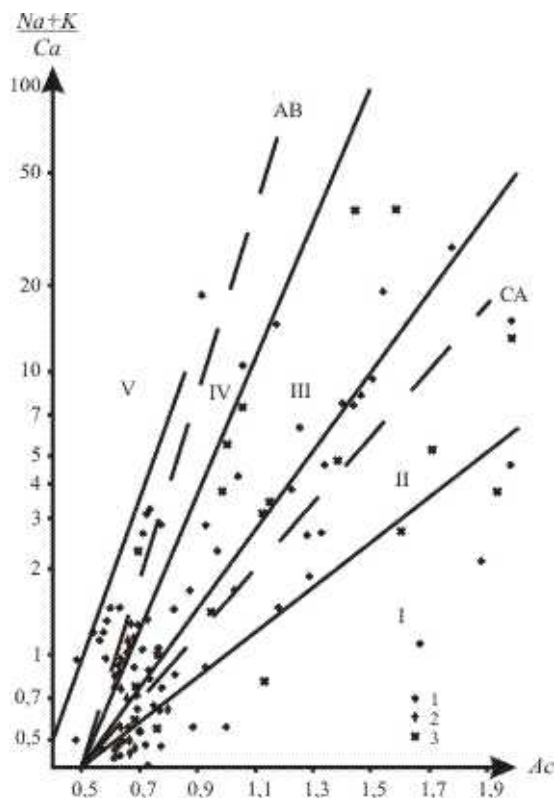


Рис. Диаграмма $(Na+K)/Ca - A_c$ [Бородин, 1987] для петрохимической типизации магматических пород промежуточного СВК: серии Вереншельдбреен (1), Вестготабреен (2), Кап-Ханстен (3). Поля щёлчности (группы серий): I - известковое (низкокалиевая толеитовая); II - известково-щелочное (среднекалиевая); III - субщелочное (высококалиевая); IV - щелочное базальтовое; V - щелочное (нефелинит-фонолитовая). Штриховая линия - главные тренды: CA - известково-щелочной; AB - щелочно-базальтовый.

преобладание пород субщелочной и щёлочно-базальтовой серий. В целом, эти вулканы должны быть отнесены к двум сериям: одна преимущественно толеитовая, другая - субщелочная - щёлочно-базальтовая, что характерно для внутриплитных обстановок [Милановский, 1983; Бородин, 1987; и др.]. Одновременно надо отметить, что основные вулканы серии Вестготабреен, которые характеризуются как наиболее щелочные, имеют натриевый тип щёлчности, что может говорить о глубинном происхождении магмы, дифференциатами которой эти породы являются. То же самое можно сказать о вулканах серии Вереншельдбреен: ассоциация двух серий (толеитовой и субщелочной) пород, которые также различаются по типу щёлчности (калиевый и натриевый), указывает, что вулканы были производными двух или более магматических очагов с разными глубинами зарождения (мантийные и коровые). Работа с дискриминационными диаграммами показала, что метабазиты и ультрабазиты тяготеют, в основном, к полям внутриплитных обстановок и срединных хребтов; кислые и средние образования - к полю посторогенных гранитоидов [Balashov et al., 1996; и др.]. Условия формирования паропород промежуточного СВК определялись по стандартным методикам [Розен, 1993; и др.]. В целом надо отметить высокую железомagneзиальность и глинозёмистость пород, что обусловлено преобладанием в разрезах тонкозернистых граувакк (аргиллитов), резко обогащённых вулканическим материалом. Видимо, эти разрезы формировались в такой тектонической обстановке, когда совмещались активная вулканическая деятельность в бассейне формирования разрезом и глубокая дифференциация осадочного материала в источниках сноса. Это может происходить в обстановке континентального рифтогенеза, когда в проседающем трогое может активизироваться процесс вулканизма, а с плеч рифта, находящихся в обстановке

относительного покоя, сносится материал химического выветривания коры. В итоге формируется разрез, представленный терригенными и карбонатными формациями с вулканогенными и хемогенными образованиями [Милановский, 1983].

5. Среднерифейский этап – время проявления в этом регионе континентального рифтогенеза и развития связанных с ним процессов регионального метаморфизма, магматизма и осадочно-вулканогенного седиментогенеза. Формирование зоны среднерифейского рифтинга было вызвано напряжениями растяжения в коре, что привело к заложению глубинных разломов, подъёму и плавлению мантии с последующим магматизмом и вулканизмом и к активной стадии рифтогенеза, т.е к формированию грабенообразных депрессий и быстрому погружению сформированных бассейнов [Милановский, 1983; Иванов, Русин, 1997; и др.]. В нашем случае мы можем выделить три последовательные стадии, во времени частично перекрывающих друг друга: предрифтовую; формирования зон глубинных разломов; собственно рифтовую.

Предрифтовая стадия проходила на фоне доминирующих растяжений. В это время фундамент древней протоплатформы находился в «возбуждённом» состоянии [Милановский, 1983]. Режим растяжения и термальная активизация привели к процессам регионального метаморфизма [Иванов, Русин, 1997], который сформировал в породах среднего СВК метаморфическую зональность. Возраст этого метаморфизма моложе, чем 1200-1150 млн. лет. С предрифтовой стадией по времени совпадает и становление ряда магматических комплексов – габбро-диорит-гранитового на ЗПШ и других. Их породы в это же время или чуть позже претерпели метаморфизм. Вторая стадия – формирования зон глубинных разломов. С моментом их образования совпадает по времени режим декомпрессии среднерифейского метаморфизма и процессы активного анатексиса в глубине коры. Тела анатектических гранитоидов в этих зонах имеют возраст 1100-950 млн. лет; с этим же интервалом следует связывать возраст глубинных разломов Шпицбергена. Третья стадия – рифтовая, - активно проявилась после образования глубинных сбросов, хотя процессы проседания территории и вулканизма обозначились раньше. Заложение грабенообразных структур шло в соответствии с доминирующими в то время напряжениями и субпараллельно формирующимся разломам.

Описанные тектонические процессы сопровождалась активной магматической деятельностью, выражающейся, в т.ч. и вулканическими излияниями как в центральных частях, так и на плечах грабенов, что связано с высоким тепловым потоком и, соответственно, с аномальным разогревом верхней части мантии и низов коры под рифтовой зоной [Казьмин, Бяков, 1997]. Это создало здесь условия для генерации магматических расплавов и обеспечило их подъём к поверхности в обстановке общего растяжения, которое подготовило необходимую проницаемость коры. В результате были сформированы осадочно-вулканогенные разрезы промежуточного СВК и комагматичные им интрузивные комплексы. Среди магматических образований преобладают субщелочные и высококалиевые разности; породы отнесены к двум магматическим сериям: толеитовой и субщелочной – щелочно-базальтовой, что характерно для образований рифтогенных структур [Казьмин, Бяков, 1997; Бородин, 1987; и др.]. Калиевый и натриевый тип щёлочности магматитов указывает, что эти образования были производными двух и более магматических очагов с разными глубинами зарождения. Преобладание в разрезах щелочных и субщелочных пород и невысокий удельный вес пород толеитовой серии является косвенным указанием на то обстоятельство, что интенсивность растяжения и степень проницаемости коры не достигли своего возможного максимума [Милановский, 1983] и среднерифейский рифтогенный процесс на архипелаге ограничился образованием грабенообразных структур. Полной деструкции коры не произошло, и от тектономагматической активизации режим постепенно перешёл к медленному эпирифтогенному прогибанию. В результате среднерифейского этапа фундамент и чехол эпикарельской протоплатформы были переработаны и омоложены, и уже эпигренвильский блок коры перешёл к платформенному режиму. Регенерация рифтогенных процессов произошла в силурийско-девонское время, результатом чего стало формирование девонского грабена Шпицбергена. О его эпиплатформенной природе ранее говорилось неоднократно [Бархатов, 1970; Турченко, 1987; и др.].

Список литературы

- Бархатов Б.П.** Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген// Вестник ЛГУ, 1970. № 6. Вып. 1. С. 157-159.
- Бородин Л. С.** Петрохимия магматических серий. М., Наука, 1987. 262 с.
- Иванов С.Н., Русин А.И.** Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. № 1. С. 6-19.
- Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.** Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника, 1997. № 1. С.20-31.
- Красильщиков А. А.** Стратиграфия и палеотектоника докембрия-раннего палеозоя Шпицбергена. Ленинград, Недра, 1973. 120 с.
- Ларионов А. Н.** Геохронология складчатого основания восточного террейна архипелага Шпицберген. Автореф. канд. дис. Апатиты, 1999. 22 с.
- Милановский Е. Е.** Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на платформах). М., Недра, 1983. 280 с.
- Неелов А. Н.** Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Ленинград, «Наука», 1980. 100 с.
- Петрографический кодекс.** Спб, изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 199 с.
- Предовский А. А.** Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Ленинград, Наука, 1980. 152 с.
- Розен О. М.** Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования)// Геология и разведка, 1993. № 1. С. 36-50.
- Сироткин А. Н.** Региональный метаморфизм раннепротерозойских-раннепалеозойских комплексов Шпицбергена// В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Спб, ВНИИОкеангеология, 1996. Вып. 1. С. 241-254.
- Тебеньков А. М.** Позднедокембрийские магматические формации Северо-Восточной Земли // Геология Шпицбергена. Ленинград, изд-во Севморгеология, 1983. С. 74-85.
- Турченко С. И.** Докаледонский этап тектонического развития складчатого основания арх. Шпицберген как фундамента древней платформы// В кн.: Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Ленинград, «Наука», 1987. С. 222-231.
- Турченко С.И., Тебеньков А.М., Бархатов Д.Б., Барматенков И.И.** Геологическое строение и магматизм района долины Чемберлена, Зап. Шпицберген // Геология Шпицбергена. Ленинград, ПГО «Севморгеология», 1983. С. 38-48.
- Balashov Ju. A., Peucat J. J., Tebenkov A. M., Ohta Y., Larionov A. N., Sirotkin A. N., Bjornerud M.** Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skalfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen // Polar Research 1996. 15(2). p. 167-181.
- Gee D., Tebenkov A.M.** Two major unconformities beneath the Neoproterozoic Murchisonfjorden Supergroup in the Caledonides of central Nordaustlandet, Svalbard // Polar Res., 1996. Vol. 15. p. 81-91.
- Horsfield W. T.** Glaucophane schists of Caledonian age from Spitsbergen. // Geol. Mag., 109. 1972. p. 29-36.
- Ohta Y.** Blue schists from Motalafjella, Western Spitsbergen Oslo, Norsk Polarinst.. Skr. N167. 1979. p. 171-217.
- Ohta Y.** Hecla Hoek rocks in central and western Nordaustlandet. Oslo, Norsk Polarinst., 1982. skr. N178. 60 p.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В.А. Снежко, Н. Шарпенюк

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: VSnezhko@vsegei.ru

В восточной части Центрально-Кавказского сегмента среди ниже-среднеюрских песчано-глинистых отложений наблюдается вулканические образования, залегающие в различных структурно-фациальных зонах и различающиеся составом продуктов вулканической деятельности.

В верховьях р. Фиагдон в пределах Фиагдонской зоны Урухского блока Центрально-Кавказского сегмента развиты базальтоиды габбродолериты, объединённые в Фиагдонский вулканический комплекс и состоящие из субвулканической и покровных фаций [Е. А. и В. А. Снежко, 1988, 1995]. Ранее эти породы входили в состав казбекского дайкового диабазового пояса, который описан в работах Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца и других исследователей.

Породы фиагдонского комплекса представлены субвулканическими габбродолеритами и базальтоидами покровной фации. Базальтоиды в виде отдельных горизонтов залегают в составе дзамарашской свиты нижней юры и слагают практически полный объем бугультинской свиты того же возраста. По мнению Е. А. и В. А. Снежко [1994] излияния базальтов происходили в Большекавказском юрском океаническом бассейне типа окраинного моря, в его осевой части в условиях растяжения (спрединга). Покровная фация в составе фиагдонского комплекса является преобладающей, вулканические образования представлены пластовыми телами, формировавшимися синхронно с накоплением терригенных отложений этой свиты. Пластовые тела образованы лавобрекчиями и лавами натриевых базальтов (миндалекаменных, витрофировых, вариолитовых), реже пикритами. Наблюдаются как одиночные лавовые потоки, так и их сочетания, состоящие из нескольких (трех-пяти) потоков, образующих пакеты мощностью более 100 м, при мощности одиночных потоков от 5-10 м до 40-50 м. Потоки имеют пластообразную форму, обычно однородны по составу и структурно-текстурным особенностям. Нижняя и верхняя их границы отчетливые, слабоволнистые, с маломощной коркой закалывания. В подошве потока вмещающие породы слабо изменены, осветлены.

Натриевые базальты - зеленовато-серые массивные породы, часто с характерной шаровой или подушечной отдельностью. Отмечаются как афировые, так и порфиоровые разности. Вкрапленники составляют 5-15, реже 30% породы и представлены плагиоклазом и пироксеном, иногда оливином, основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, вторичными минералами (эпидотом, цоизитом, хлоритом, реже актинолитом) и вулканическим стеклом. Структура основной массы интерсертальная, субофитовая, реже гиалопилитовая, витрофировая или вариолитовая.

Лавобрекчии базальтов наблюдаются как в основании мощных лавовых потоков, так и в виде отдельных горизонтов. Макроскопические породы зеленовато-темные, плотные, обломки остроугольной формы размером 3-4 до 20-30 см, реже более; в обломках отмечаются базальты порфиоровые, витрофировые, вариолитовые. Цементируются обломки карбонатно-хлоритовой массой, местами серпентинизированной. В основании лавовых потоков обычно залегают глинистые сланцы.

Субвулканические породы фиагдонского комплекса распространены незначительно, как правило, это мелкие штокообразные тела габбро (350 x 150 м) и субогласные с вмещающими породами силлы микрогаббро и габбродолеритов, не превышающими по протяженности 3,5 км (обычно в пределах 500 - 1000 м) при мощности от 3 до 10-15 м. В контакте с габброидами вмещающие породы ороговикованы (в пределах 4 - 10 м), а габбро в экзоконтакте в интервале 2-3 м приобретают более мелкозернистую структуру.

Габбро и габбродолериты фиагдонского комплекса представляют собой темно-зеленую, обычно неравнозернистую, породу, состоящую из примерно равных количеств зерен плагиоклаза (лабрадор, битовнит), авгита и иногда оливина. В микрогаббро отмечается как авгит, так и гиперстен. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и роговая обманка.

Рудные и акцессорные минералы (3-4 %) представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, лейкоксеном, апатитом.

Химический состав образований фиагдонского комплекса характеризуется следующими особенностями. Содержание SiO_2 колеблется в пределах 44,2-50,0 % в вулканитах покровной фации и 45,40-50,10% в породах субвулканической фации при значительном колебании суммы щелочей (0,25-4,76 %), преимущественно натриевом типе щелочности, иногда - калиево-натриевом. По этим параметрам вулканиты комплекса принадлежат к семейству базальтов, лишь отдельные из них являются умереннощелочными пикробазальтами, а субвулканические образования относятся к семейству габброидов. Этим породам свойственна высокая глиноземистость (15-18 % Al_2O_3) при коэффициенте глиноземистости больше единицы, высокая магнезиальность (содержание MgO 6-11 %) и относительно низкие содержания общего железа (порядка 7-9 %). Отношение FeO^*/MgO остается относительно постоянным и колеблется в пределах 0,8-1,2, в габбро - до 1,5. Это позволяет полагать, что главным направлением дифференциации является изменение содержания магния, т.е. дифференциация - по коматиитовому тренду. Возможно, что пикриты, наблюдаемые на плато Мидаграбин, являются крайними магнезиальными членами комплекса, тесно ассоциирующими с базальтоидами. Кроме того, породы комплекса характеризуются умеренным содержанием окисла титана, которое, как правило, не превышает 1,5 % и лишь в отдельных горизонтах лав оно достигает 2,11%. Почти во всех проанализированных образцах пород практически постоянно содержание CaO , что является характерной чертой комплекса, указывающей на то, что, несмотря на проявление в породах процессов альбитизации, она не сопровождалась выносом кальция. Специфической чертой базальтоидов комплекса являются низкие содержания P_2O_5 (от 0,14 до 0,34 %).

По петрохимическим характеристикам базальтоиды близки низкокалиевым толеитам энсиалических островных дуг. Однако отсутствие каких-либо положительных форм палеорельефа в области проявления вулканизма не позволяет предполагать здесь существование островной дуги. Аномальный химизм толеитовых базальтов, по-видимому, связан с не типичным океаническим режимом юрского бассейна.

На диаграмме АФМ фигуративные точки анализов вулканических пород комплекса располагаются вдоль разграничительной линии полей известково-щелочной и толеитовой серий, с отклонениями в обе стороны, но с некоторым преобладанием первых. Однако низкое содержания калия и относительно высокая магнезиальность, что не характерно для базальтоидов известково-щелочной серии, позволяет отнести породы фиагдонского комплекса к толеитовым базальтам.

К вулканогенным отложениям фиагдонского комплекса приурочено медно-колчеданное оруденение (проявления Девдорак, Тархсуадон).

Возраст образований фиагдонского комплекса дискуссионен в связи с отсутствием палеонтологических находок во вмещающих вулканиты образованиях бугультинской и дзамарашской свит. Однако, на основании петрохимического сходства с аналогичными породами мачхалорского комплекса, а также с лавами р. Туровой Е.А. и В. А. Снежко [1988] считают возраст как вулканитов, так и терригенных вмещающих пород раннеюрским (плинсбах-тоарским). Возраст интрузивных пород фиагдонского комплекса, на основании синхронности их формирования с эффузивами свиты, датируется также ранней юрой. О раннеюрском возрасте вулканитов свидетельствуют и предварительные результаты Sm-Nd определений для вулканитов комплекса (около 190 млн. лет).

Вулканиты, установленные в междуречье Садон – Фиагдон, в пределах Ардон-Ассинской зоне Урухского блока Центрально-Кавказского сегмента Северного Кавказа объединены в садонский вулканический комплекс. Этот комплекс состоит из лав, лавобрекчий и туфов дацитового и андезитового, реже андезидацитового и трахиандезитового составов, переслаивающихся с маломощными прослоями песчано-глинистых пород в составе садонской свиты, с гравелитами, конгломератами, песчаниками и маломощные линзами каменного угля в основании. Мощность стратифицированных вулканитов комплекса достигает 650 м. В начальных фазах комплекса отмечаются главным образом дациты – лавы, лавобрекчии, туфы, а в поздних – андезиты (антидромная последовательность); относительно редко встречаются риолиты [Цветков, 1977].

В составе садонского комплекса в целом незначительно преобладают дациты, представленные серо-зелеными породами с порфировой структурой. Основная масса их кварц-

полевошпатовая с хлоритом, карбонатом, эпидотом, акцессорными (сфеном, апатитом, цирконом) и рудными (магнетитом, ильменитом, пиритом) минералами. Вкрапленники представлены альбитом, роговой обманкой, моноклинным пироксеном, кварцем, в обломках дацитов из туфов иногда отмечается андезин-олигоклаз. Довольно широко распространены дайкообразные субвулканические тела того же дацитового состава. Специфической особенностью субвулканических дацитов является присутствие во вкрапленниках округлого кварца. В отдельных случаях в приконтактных частях субвулканических тел отмечаются эруптивные брекчии.

Андезиты в составе комплекса - массивные породы темно-зеленого, фиолетового и темно-серого цветов с порфировой структурой. Минеральный состав – плагиоклаз, роговая обманка и моноклинный пироксен (обычно нацело замещенные хлоритом и карбонатом), акцессорные (сфен, циркон, апатит) и рудные минералы (магнетит, ильменит, пирит). Плагиоклаз андезитов обычно альбит, андезин-олигоклаз отмечается лишь в обломках андезитов из туфов и в некоторых лавовых потоках, в которых присутствуют также зональные кристаллы.

Пирокластические породы представлены кристаллокластическими туфами, количество обломочного материала, как правило, не менее 70-80 %, в лапилиевых и агломератовых разновидностях - около 50-60 %. Обломочная часть туфов характеризуется большим разнообразием, как по крупности обломков, так и по их составу, при преобладании обломков выше описанных пород комплекса. Цвет цементирующей массы колеблется от зеленовато-серого до темно-серого, она представлена агрегатом хлорита и серицита, иногда карбоната и кварца и имеет криптокристаллическое строение.

Все вулканогенные породы комплекса пересыщены кремнеземом, при этом содержание SiO_2 в дацитах колеблется от 63,0 до 68,1 %, а андезитах - от 56,9 до 61,8 %. Сумма щелочей в первых составляет от 4,3 до 6,6 %, в андезитах - от 3,5 до 6,9 %, по этим показателям они являются нормальнощелочными при преимущественно натриевом типе щелочности; им свойственна повышенная глиноземистость. На диаграмме АФМ фигуративные точки пород комплекса образуют компактный рой в пределах поля известково-щелочных пород.

В отличие от фиагдонского комплекса с вулканитами садонского сопряжено полиметаллическое оруденение – месторождения Садон, Згид и др.

Формирование вулканитов садонского комплекса, вместе с вмещающими их осадочными породами происходило, в отличие от фиагдонского комплекса, в прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствуют прослойки каменного угля в нижней части разреза одноименной свиты. Возможно, что излияние лав и извержения туфов частично происходило в субаэральных условиях.

Следует также отметить, садонские вулканиты и обнажающиеся в этой же структурно-вещественной зоне гранодиориты и связанные с ним жилы и дайки гранодиорит-порфиров, дацитов, риодацитов и аплитов Цейского массива, образуют единую, сложнопостроенную вулcano-плутоническую ассоциацию. Указанные образования имеют близкие петрохимические особенности и формировались близкоодновременно.

Возраст пород садонского комплекса определяется находками предположительно рэт-лейасовых органических остатков [Афанасьев и др., 1975] во вмещающих отложениях, а в перекрывающих слоях найдена (по данным В.А. Ермакова и др., 1981 г) домерская фауна. Данные абсолютного возраста цирконов гранодиоритов цейского комплекса (Pb/U метод), равные $196,0 \pm 3,5$ млн. лет [Письменный и др., 2000], также соответствуют ранней юре.

Установленные вещественные различия охарактеризованных практически одновременных комплексов свидетельствуют о специфике вулканизма в смежных зонах Центрального Кавказа.

Список литературы

Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного хребта на примере Горной Осетии // Изв. АН СССР, сер. геол., 1975. № 8.

Письменный А.Н., Терещенко В.В., Перфильев В.А., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия

Кавказская. Лист К-38-VIII, XIV (Советское). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 190 с

Снежко В.А., Снежко Е.А. Раннемезозойские базальтоидные серии Северной Осетии и их рудоносность //Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. Новочеркасск, 1994. С. 65-74.

Снежко Е.А., Снежко В.А. Латеральная зональность магматизма и металлогения раннемезозойской окраины Европейского континента на примере Северного Кавказа //Рудные формации структур зоны перехода континент - океан. Магадан, 1988. С. 62-63.

Снежко Е.А., Снежко В.А. Петрохимические особенности раннемезозойских базальтоидных комплексов Восточного Кавказа //Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Мат. VIII Юбилейной конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1995. С. 226-228.

Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 183 с.

ПРОЯВЛЕНИЯ КРЕМНЕКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА НА РУБЕЖЕ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА

А.А. Соболева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: soboleva@geo.komisc.ru

Кислые вулканиты развиты на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала в зоне Центрально-Уральского поднятия и в составе Лемвинского аллохтона. Риолиты и риодациты (саблгорский, моллюдовожский, лядгейский комплексы), залегающие среди доордовикских толщ, изучены сравнительно неплохо. Подавляющее их большинство имеет поздневендский-раннекембрийский возраст (564-516 млн лет) [Соболева, 2004; Шишкин и др., 2004; Черкашин и др., 2008; и др.], хотя есть и единичные позднерифейские (642 и 624±3 млн лет) датировки [Червяковский и др., 1992; Соболева и др., 2008]. Однако тела кислого состава присутствуют и среди зеленосланцевых верхнекембрийско-нижнеордовикских толщ (пайпудынский и пожемский комплексы). Породы, слагающие эти тела, весьма похожи по минеральному составу, структурам и петрохимическим характеристикам на вендско-кембрийские вулканиты. Долгое время существовала неопределенность относительно их возраста, обусловленная, с одной стороны, трудностью определения времени формирования зеленосланцевых вмещающих образований, а с другой стороны - отсутствием надежных изотопных датировок самих вулканитов. Даже когда раннепалеозойский возраст вмещающих пород был известен, эти тела считали иногда более древними тектоническими клиньями.

В последнее время ситуация с проблематичными позднекембрийско-раннеордовикскими кислыми вулканитами значительно изменилась. Были продатированы (SHRIMP, по цирконам) риолиты пайпудынского комплекса на Полярном Урале в бассейнах рек Кара, Бол. и Мал. Уса (492-485 млн лет) [Шишкин и др., 2004]. Близость их по минеральному и химическому составам, в том числе и по содержанию элементов-примесей, к риолитами петротипа на хр. Бол. Пайпудынский, позволило считать этот возраст возрастом пайпудынского комплекса [Соболева, 2008]. В более южных районах Полярного Урала также были сделаны значительные успехи по датированию риолитов. Был получен среднекембрийско-раннеордовикский возраст кислых вулканитов пожемского комплекса (505-475 млн лет), развитых в пределах Грубеинского покрова [Черкашин и др., 2008]. В северной части Приполярного Урала был определен возраст риолитов, выходящих на поверхность в верховьях р. Бол. Тыкотлова в полях развития погурейской свиты верхнего кембрия-нижнего ордовика, составивший 484.3±3.1 млн лет и показано, что аналогичные по составу породы развиты и южнее, в бассейне руч. Яроташор [Соболева и др., 2008, Иванов и др., 2009].

Таким образом, применение изотопных методов датирования позволило с определенностью говорить о том, что, кроме древних вендско-кембрийских кислых вулканитов на севере Урала присутствуют и более молодые, формировавшиеся на рубеже кембрия и ордовика.

Этот временной рубеж является на Урале весьма важным - с него начался новый тектонический цикл, собственно уральский, завершившийся формированием Урала. Более древние доуральские комплексы имели свою историю развития, и существует несколько ее моделей, обзор которых содержится, в частности, в работе [Кузнецов и др., 2005] и др. Автор придерживается развиваемой в этой книге концепции коллизионного формирования доуральского орогена в результате произошедшего в начале кембрия столкновения пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента и активной окраины континента Арктида. Вендско-кембрийские кислые вулканиты, как мы полагаем, были сформированы на активной окраине и в зоне коллизии. В связи с этим кислые породы начала уральского цикла весьма интересны - их состав должен отражать наступление новых тектонических условий начавшегося континентального рифтогенеза.

Нами было проведено сравнение содержаний петрогенных элементов и элементов-примесей в позднекембрийско-раннеордовикских и более древних риолитах для двух районов - северных частей Полярного и Приполярного Урала. На Полярном Урале взяты для сравнения раннепалеозойские риолиты пайпудынского комплекса бассейна рек Кара, Бол. и Мал. Уса, по данным [Шишкин и др., 2004], хр. Бол. Пайпудынский [Соболева, 2008] и поздневендские

риолиты лядгейского комплекса хр. Енганэпэ [Шишкин и др., 2004]. На Приполярном Урале сопоставляются риолиты погурейской свиты верховьев Бол. Тыкотловы и позднеархейские вулканы молдвожского комплекса, развитые в бассейне Бол. и Мал. Тынаготы [Соболева и др., 2008].

Попытки выявить значимые различия в содержаниях породообразующих элементов не увенчались успехом. Разновозрастные риолиты характеризуются весьма близкими содержаниями главных оксидов (таблица) и суммарной щелочностью (рис. 1).

Таблица Средние составы кислых вулканитов

Компонент	1	2	3	4	5
	n=6	n=3	n=1	n=3	n=10
SiO ₂	74.49	75.13	75.92	75.07	72.93
TiO ₂	0.32	0.23	0.15	0.21	0.37
Al ₂ O ₃	11.60	11.43	13.07	12.90	12.78
Fe ₂ O ₃	3.07	2.34	1.04	1.08	1.66
FeO	0.84	0.69	0.99	0.98	1.20
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
MgO	0.23	0.34	<0.10	0.76	0.30
CaO	0.66	0.19	0.36	0.38	1.29
Na ₂ O	3.02	2.22	3.78	3.38	3.40
K ₂ O	4.75	6.57	3.87	3.90	4.57
P ₂ O ₅	0.04	<0.05	0.08	<0.05	0.06
П.п.п.	0.75	0.59	0.72	1.06	1.45
La	64.02	51.30	46.90	47.47	44.26
Ce	131.8	114.3	90.0	98.7	86.8
Pr*	15.25	14.06	9.80	11.23	9.49
Nd	62.7	61.9	37.8	45.4	37.2
Sm	13.57	17.70	9.84	11.85	8.33
Eu	1.37	1.77	0.49	0.37	1.33
Gd*	18.2	22.5	12.6	13.7	10.0
Tb	2.91	3.50	2.00	2.08	1.53
Dy*	17.17	20.93	12.00	12.29	8.82
Ho*	3.94	4.62	2.74	2.78	1.94
Er*	10.92	12.90	7.97	7.55	5.35
Tm*	1.66	1.93	1.21	1.11	0.77
Yb	9.42	10.56	6.82	6.05	4.25
Lu	1.56	1.77	1.20	1.00	0.68
Rb	87	136	100	241	138
Ba	811	1758	670	828	644
Th	23.7	15.03	14.9	15.53	17.1
Ta	2.77	2.1	2.89	0.57	1.93
Nb	25	63	27	22	13
Zr	646	872	267	383	271
Hf	15.07	18.63	15.9	10.37	7.05
Y	74	138	78	70	54

Примечание. Номера в головке таблицы соответствуют условным обозначениям на рисунках. Элементы-примеси (г/т) определены методами ИНАА и рентгенорадиометрическим (Nb, Zr) в ГЕОХИ РАН. Силикатный анализ (мас. %) выполнен в ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Сопоставление концентраций редкоземельных элементов позволило уловить некоторые различия. Так, раннепалеозойские риолиты Полярного Урала по сравнению с поздневендскими содержат несколько больше суммы REE (232±450 г/т против 169±389 г/т). (Для вулканитов

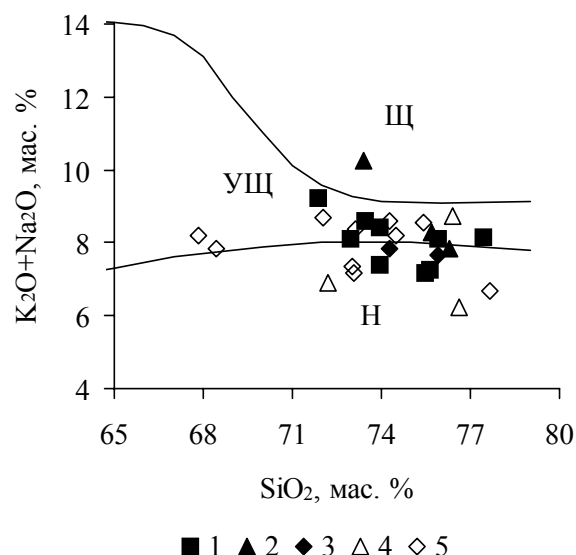


Рис. 1. Составы кислых вулканитов на TAS-диаграмме. Усл. обозн. к рис.1-3: 1-3 - позднекембрийско-раннеордовикские кислые вулканиты: 1-2 - пайпудынского комплекса (хр. Бол. Пайпудынский (1) и бассейна рек Кара, Бол. и Мал. Уса (2), Полярный Урал); 3 - погурейской свиты (верховья р. Бол. Тыкотлова, Приполярный Урал); 4 - поздневендские риолиты лядгейского комплекса (хр. Енганэпэ, Полярный Урал); 5 - позднерифейские вулканиты молдужожского комплекса (бассейн рек Мал. и Бол. Тынагота, Приполярный Урал). Индексами обозначены поля пород нормального (Н), умеренно-щелочного (УЩ) и щелочного (Щ) петрохимических рядов.

Приполярного Урала этого различия не видно, возможно, из-за недостаточного количества анализов раннепалеозойских пород.). Общей тенденцией для раннепалеозойских риолитов является обогащенность HREE по сравнению с доуральскими вулканитами (рис. 2). La_N/Yb_N в первых составляет 3.9; 4.6 (здесь и далее первое число - Полярный, второе - Приполярный Урал), а во вторых - 5.3; 7.0. При примерно равных величинах La_N/Sm_N (2.4; 3.0 в более молодых породах и 2.5; 3.0 - в более древних) Gd_N/Yb_N отличаются заметно, составляя 1.6; 1.5 и 1.8; 1.9 соответственно.

Еще более заметные различия выявляются при рассмотрении распределения крупноионных и высокозарядных элементов-примесей в породах (рис. 3). При близких содержаниях крупноионных элементов раннепалеозойские риолиты обогащены по сравнению с более древними породами высокозарядными элементами, в особенности Zr и Hf, что характерно для кислых пород, формирующихся в рифтогенных условиях.

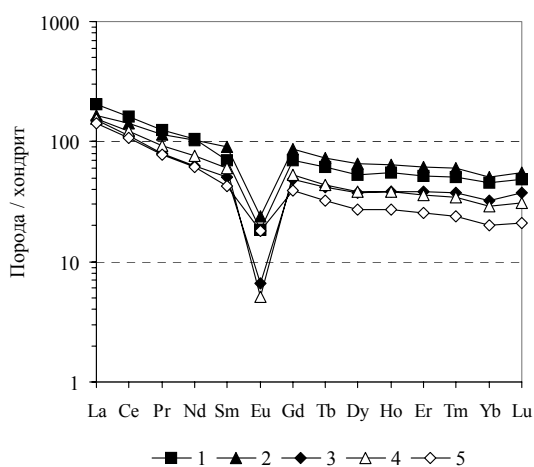


Рис. 2. Нормированное к составу хондрита CI (Boynnton, 1984) распределение REE в средних составах кислых вулканитов.

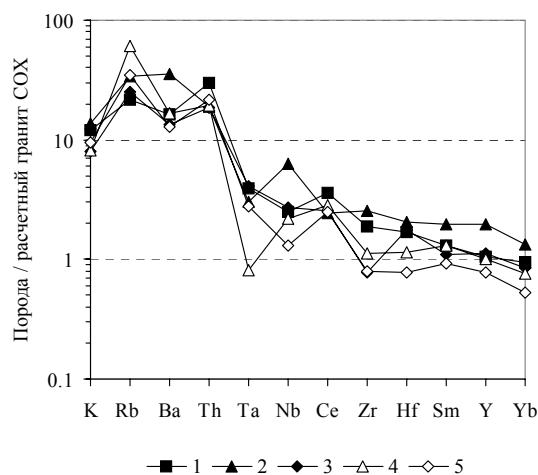


Рис. 3. Нормированное к расчетному составу гранитов COX (Pearce, 1984) распределение элементов-примесей в средних составах кислых вулканитов.

Таким образом, позднекембрийско-раннеордовикские кислые вулканиты, являющимися ранними рифтогенными образованиями комплекса уралид отличаются от более древних доуральских риолитов по содержанию элементов-примесей – в них повышена роль HREE и существенно обогащение высокозарядными элементами.

Список литературы

Иванов В. Н., Соболева А. А., Кузенков Н. А. Возраст риолитов района верховьев реки Большая Тыктовла (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. 2009 (в печати).

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.

Соболева А.А. Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.

Соболева А.А. Геохимические особенности и возраст риолитов Большого Пайпудынского хребта (Полярный Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Материалы международной научной конференции (III Чтения памяти С. Н. Иванова). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. С. 149-152.

Соболева А.А., Иванов В.Н., Кузенков Н.А., Васильев А.К. Кислые вулканиты Тынаготско-Тыктовского района (Приполярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана: Сборник статей. Сыктывкар, 2008. № 5. (Труды Института геологии Коми научного центра УрО Российской АН. Вып. 124). С. 27- 51.

Червяковский С.Г., Иванов В.Н., Курзанов И.Ю., Кузенков Н. А. и др. О возрастной позиции Малопатокского массива гранитоидов на Приполярном Урале и его формационной принадлежности // Ежегодник – 1991: Инф. сб. научн. тр. ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1992. С.71-74.

Черкашин А. В., Молчанова Е. В., Шишкин М. А., Матуков Д. И. и др. Результаты датирования риолитов Лемвинской структурно-формационной зоны, западный склон Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 272-277.

Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. II. С. 148-150.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Н.И. Филатова

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: filatova@ilran.ru

В Арктике принято выделять раннемеловую (около 120 млн. лет) магматическую провинцию (Arctic Large Igneous Province – LIP) [Planke et al., 2007]. Синтез новых геологических и геофизических (магнитометрия и сейсмопрофилирование) данных показывает, что мезозойская Центрально-Арктическая магматическая провинция (ЦАМП) имеет более широкий – юрско-меловой – возрастной диапазон и широкое территориальное распространение в высоких широтах. Несмотря на то, что этим породам свойственен дискретный характер размещения (небольшие разобщенные ареалы вулканитов, силлы, дайки), в целом они занимают значительную площадь. Внутриплитные породы ЦАМП обнаружены в Западной Арктике в пределах западной и северной Гренландии, на шельфе Баренцева моря, в архипелагах Свальбард, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля. В Восточной Арктике юрско-меловой внутриплитный магматизм прослеживается на шельфах Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта морей, а также в пределах Свердрупского бассейна; такого типа породы известны в хр. Альфа и предполагаются на других поднятиях Амеразийского бассейна, включая хр. Ломоносова. Истинные размеры и конфигурация магматических полей, составляющих ЦАМП, трудно определимы из-за плохой обнаженности региона и слабой его изученности. Однако пример архипелага Земля Франца-Иосифа, где обнаружены множественные сближенные выходы юрско-меловых базальтов, позволяет предполагать, что эти породы слагают достаточно протяженные (десятки километров) лавовые плато, что и свойственно магматизму внутриплитного типа.

В Западной Арктике, в пределах Гренландии известны [Larsen, 2007] дайки щелочных ультрасновных пород, датированные 166-150 млн. лет, а также нижнемеловые дайки и силлы щелочных долеритов с датировками 144-133 и 120-100 млн. лет. Широкое распространение юрско-меловые магматические породы WPB типа имеют на континентальном шельфе Баренцева и Карского морей, что подтверждается также положительными магнитными аномалиями значительной интенсивности. В архипелаге Свальбард обнаружены экстрезивные и субвулканические фации, а также субгоризонтальные потоки кайнотипных базальтов типа платобазальтов [Евдокимов, 2006]. Разброс K-Ar определений магматических пород этого архипелага составляет 167-73 млн. лет (бат-кампан). Наиболее "молодые" датировки объясняются, вероятно, высокой степенью измененности пород. На шельфе Баренцева моря юрско-меловые магматические породы в основном приурочены к системе грабенов: Св. Анны, Северо-Баренцевскому, Нордкапскому, Ольги и др. Развитые там базальты и габбро-диабазы датированы (K-Ar) в интервале 159-105 млн. лет [Шипилов, 2008; и др.]. Относительно возрастного диапазона магматических пород арх. Земля Франца-Иосифа нет единого мнения. Наряду с данными [Грачев, 2001] об очень узком, позднеаптском (116±5 млн. лет) диапазоне, появились K-Ar и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки базальтов, андезито-базальтов и долеритов из потоков, силлов и даек архипелага в интервале 161- 95 млн. лет [Левский и др., 2006; Столбов, 2002]. Новейшими исследованиями [Карякин, Шипилов, 2008] показано развитие на арх. Земля Франца-Иосифа вулканитов, силлов и даек основного состава с возрастом (Ar/Ar) 189.1±11.4, 156.5±5.5, 125.2±5.5 млн. лет. Синтез данных свидетельствует о длительном, юрско-сеноманском интервале накопления магматических пород WPB типа этого архипелага при главном импульсе магматизма 144-122 млн. лет.

В целом в покровных фациях архипелага Земля Франца-Иосифа сочетаются характерные для трапповой формации толеиты и щелочные базальты и андезитобазальты. Базальты субвулканической, жерловой и покровной фаций из скважин и обнажений арх. Земля Франца-Иосифа характеризуются повышенной титанистостью (TiO_2 до 3.47 вес. %), нередко повышенным содержанием K_2O , а также P_2O_5 , Y, Zr, Nb, Ba [Карякин, Шипилов, 2008]. Отмечены принадлежность всех этих пород к Fe-Ti базальтам с феннеровским типом дифференциации, обогащенный характер легкими редкоземельными элементами и сходство с траппами Декана и Сибири [Грачев, 2001]. Установлено [Левский и др., 2006] изотопно-геохимическое сходство этих юрско-меловых магматических пород с OIB Тихого, Индийского

и Атлантического океанов. Породам архипелага свойственны умеренные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704255-0,705213) и относительно низкие значения $^{147}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ (в диапазоне 0,5127-0,5128). На диаграмме соотношения этих величин поле фигуративных точек базальтов приближено к конечному изотопному члену ЕМП и тяготеет к ореолам значений пород о-вов Самоа и Маркизских. Базальтоиды характеризуются узким интервалом отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.55-15.64) и умеренно повышенными значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.55-15.64), в связи с чем на диаграмме соотношения этих изотопов свинца фигуративные точки базальтов располагаются в области параметров DUPAL мантии, тяготея к составам ОИВ Тихого океана и изотопного члена ЕМП. При этом обнаружен базальт с деплетированным составом изотопов Pb, сходных по значению с Pacific MORB. Изотопная неоднородность базальтов арх. Земля Франца-Иосифа справедливо объясняется [Левский и др., 2006] смешением деплетированного и обогащенного источников.

На арх. Новая Земля с юрско-меловыми субвулканическими породами архипелагов Свальбард и Земля Франца-Иосифа предположительно коррелируются дайки габбро-долеритов и долеритов желанинского комплекса [Кораго, Тимофеева, 2005]. Это основные и умеренно основные породы (SiO_2 в пределах 48,79-53,98 вес. %), часть которых принадлежит щелочной серии при доминировании толеитов. Щелочные породы по сравнению с толеитами характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (2,41 против 1,54 вес. %), P_2O_5 (0,51 против 0,15 вес. %), суммы щелочей (2,41 против 1,54 вес. %), K_2O (1,61 против 0,41 вес. %) и MgO (6,88 против 4,29 вес. %).

В Восточной Арктике юрские-нижнемеловые магматические породы установлены на островах Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта морей, а также в Свердрупском бассейне, т.е. по всему континентальному обрамлению Канадского бассейна – Евразийскому и Североамериканскому. На Новосибирских о-вах к этому интервалу относится бимодальная вулканогенная ассоциация в сочетании с туфогенно-терригенными разностями [Парфенов, Кузьмин, 2001]. На о. Беннетта арх. Де Лонга обнаружены нижнемеловые базальты WPB типа [Silantiev et al., 2004; и др.]. Несмотря на незначительную площадь острова, геофизические материалы свидетельствуют о широком распространении этих пород, образующих в целом магматический купол Де Лонга [Филатова, Хаин, 2007]. Согласно гравиметрическим и сейсмостратиграфическим данным, купол образован концентрической системой горстов и грабенов; периферическими из последних являются дуговые бассейны Новосибирский и Вилькицкого. Интенсивные положительные магнитные аномалии свидетельствуют о размещении здесь обширной центральной магматической камеры в сочетании с более мелкими, периферическими, а также полей базальтов, скрытых ныне на морском ложе. Магматические породы, центральной части купола Де Лонга о. Беннетта включают щелочные базальтоиды с K-Ar датировками 124-106 млн. лет [Silantiev et al., 2004; и др.]. По высокому содержанию титана, суммарного железа, недосыщенности и слабой дифференцированности по кремнезёму, обогащённости некогерентными элементами они относятся к Fe-Ti базальтам WPB типа. Базальтоиды купола умеренно обогащены (по сравнению с MORB) изотопами Sr и обеднены изотопами Nd. По изотопно-геохимическим характеристикам они наиболее близки к меловым-кайнозойским ОИВ Тихого океана, в частности, к вулканитам Маркизского архипелага, генетически связанным с Тихоокеанским нижнемантийным суперплюмом. Предполагается [Silantiev et al., 2004], что в раннем мелу в регионе функционировал плюмовый источник. Вероятно, он и явился причиной магматического диапиризма.

Магматизм WPB типа в ЦАМП проявился также и по обрамлению Канадской котловины. В Свердрупском бассейне установлены базальты с датировками 152 ± 6 , $110-100$ и 95 ± 0.2 млн. лет [Lawver et al., 2002]. На хр. Альфа также обнаружены магматические породы WPB типа, возраст которых лежит в интервале 100-82 млн. лет [Jokat et al., 2007]. Донная проба с центральной части хр. Альфа включает сколки обогащенных толеитов и щелочных базальтов [Williamson, Larsen, 2007]. Обнаружено минералого-геохимическое сходство ассоциации толеитов-ферробазальтов-щелочных базальтов этой пробы с породами Свердрупского бассейна.

Таким образом, синтез информации о характере распространения, геохронологии и составе мозаичных выходов мезозойских базальтов в высоких широтах свидетельствует об обширной площади Центрально-Арктической магматической провинции, которая в современной структуре Северного Ледовитого океана образует широкую шельфовую "оторочку", а кроме того проявлена на хребтах-поднятиях океана. Входящие в эту провинцию

магматические породы WPB типа, формировались начиная со средней юры и кончая ранним (началом позднего ?) мелом.

В целом изотопно-геохимический состав пород ЦАМП носит обогащенный характер, типичный для вулканических островов (ОИВ) и поднятий области аномальной мантии Индийского и Тихого океанов, возникшей под воздействием нижнемантийного апвеллинга, в частности, Тихоокеанского суперплюма. Это дает возможность предположить действие в мезозое в высоких широтах Арктического плюма, проекцией которого на поверхности и является ЦАМП. Продуктивность плюма, судя по изменению объема магматических пород во времени, возростала от ранней юры к среднему мелу, достигнув максимума в конце апта. Этому соответствовало, вероятно, приближение к поверхности широкой части "головы" плюма, что привело к увеличению площади ЦАМП.

Динамика мезозойского арктического нижнемантийного апвеллинга играла опережающую и определяющую роль в заложении и раскрытии первого "малого" океана Северного Ледовитого океана – Канадского бассейна. Ранне-среднеюрский континентальный рифтогенез высокоширотного региона герцинского суперконтинента Пангеи сменился позднеюрским спредингом в Канадском бассейне с максимумом наращивания океанической коры на рубеже апта-альба. Раскрытие Канадского бассейна, как и Центральной Арктики, явилось индикатором начала формирования глобальной линейной структуры Атлантического и Северного Ледовитого океанов, что было индуцировано системой сопряженных нижнемантийных плюмов.

Список литературы

Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // Физика Земли, 2001. № 9. С. 49-61.

Евдокимов А.Н. Фанерозойский вулканизм и полезные ископаемые Арктической зоны Евразии / Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИОкеанология, 2006. 43с.

Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат. XLI Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2008. С. 389-391.

Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеанология, 2005. 225 с.

Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия, 2006. № 4. С. 365-376.

Парфёнов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука / Интерпериодика", 2001. 560 с.

Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики Арктического региона. СПб.: ВНИИГ и МР Мирового океана, 2002. С. 199-202.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника, 2007. №3. С. 3-29.

Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника, 2008. № 2. С. 32-54.

Jokat W., O'Connor J., Mühe R. Alpha-Mendeleev Ridge: an ocean Cretaceous large igneous province / Abstr. Proceedings. Soc. Norway. Oslo, 2007. P. IO-038.

Larsen L.M. The onshore-offshore connection: dyke swarms on West Greenland as indicators of tectonic events during stretching and basin formation // Abstr. Proceedings. Soc. Norway. Oslo, 2007. P. IO-041.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 333-358.

Planke S., Skensen H., Myklebust R. et al. Arctic large igneous provinces (LIPs): geodynamics and environmental effects / Abstr. Proceedings. Soc. Norway. Oslo, 2007. P. IO-040.

Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al. Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // Rus. J. Earth Sci, 2004. Vol. 6. P. 39-47.

Williamson M.-C., Larsen L.M. Geochemistry of volcanic rocks recovered during the 1983 Canadian experiment to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean / Abstr. Proceedings. Soc. Norway. Oslo, 2007. P. ISP-081.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ДЖИДИНСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Е.А. Хромова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: hromy-u@mail.ru

На территории Забайкалья и Северной Монголии широко распространены верхнепалеозойские вулканоплутонические ассоциации входящие в состав трансрегионального Селенгино - Витимского вулканоплутонического пояса рифтогенного типа. Протяженность пояса свыше 2500 км, при ширине 250-300 км. Заложение пояса произошло во второй половине карбона в пределах Идэрской, Джидинской и Удино - Витимской структурно-формационных зон, вдоль крупной шовной глубинной структуры, по которой в нижнем палеозое произошло столкновение островных дуг, океанических островов (гайотов) и микроконтинентов Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном [Гордиенко, 2006]. В пределах Селенгино – Витимского вулканоплутонического пояса выделены две вулканические области: Северо-Монгольская и Западно-Забайкальская. Последняя, протягивается от бассейнов рек Джиды и Чикой до верховий рек Витим и Олекама. Верхнепалеозойский вулканоплутонизм в пределах Западно – Забайкальской вулканической области проявился наиболее полно в пределах Джидинской зоны. Территориально зона охватывает бассейны р. Джиды Юго-Западного Забайкалья и бассейн р. Эгийн-Гол Северной Монголии.

В настоящее время Джидинская зона рассматривается в качестве сложно построенного, палеозойского коллизионного орогена, геологическая структура которого определяется дислокациями позднеколлизионного этапа со значительной сдвиговой компонентой. Здесь, в составе выделяемой вулканоплутонической ассоциации значительную роль играют интрузивные породы, которые обнаруживают отчетливые признаки внедрения. Вулканиды находятся в тесной пространственной и генетической связи с плутоническими гранитоидами. Вулканизм был развит широко, но практически все породы, за исключением единичных полей эродированы, вулканические породы слагают отдельные фрагменты, в прошлом, по-видимому, крупных вулканических построек. В бассейне р. Джиды выделен ряд вулканических полей и отдельных вулканотектонических структур (ВТС), относимых к гунзанской свите. Возраст свиты определен по многочисленным остаткам флоры (C₂₋₃-P₁). В основании разрезов свиты наблюдаются кислые эффузивно-пирокластические породы с конглобрекциями в основании. По левому борту р. Хурай-Цакир описан разрез толщи вулканитов, который входит в состав гунзанской свиты. Здесь, по обоим бортам названной реки наблюдаются выходы толщи нижнепермских трахиандезитовых и базальтовых порфиритов, которые с туфоконгломератами в основании перекрывают кремнисто-известковую толщу нижнего кембрия. Следующая, небольшая (2,0-2,5 км²) ВТС расположена западнее, в верховье р. Шара-Азарга. Здесь по левому борту р. Балагатуи наблюдаются выходы миндалекаменных трахиандезитов, трахитовых порфиров и массивных афировых трахитов. Их возраст 256,3±2,4 млн лет, определен аргон-аргоновым методом. Мощность разреза 200 м. В верховьях р. Эрэн-Гол (Северная Монголия) наблюдается следующий разрез: миндалекаменные базальты, массивные трахиандезиты, лавобрекчии и туфы трахириолитов. Общая видимая мощность разреза 710 м, возраст соответствует ранней перми. Фрагменты крупной, площадью около 20 км², ВТС выделены в бассейне р. Улегчин. По данным аргон-аргонового датирования возраст ВТС соответствует 263,9±0,9 млн лет. Она сложена кварцевыми и дацитовыми порфирами, фельзитами, туфоконгломератами, флюидалными кластолавами фельзитов. Общая мощность разреза 340 м.

Плутоническими аналогами пермо-карбоневой вулканической серии являются породы, которыми сложены многочисленные массивы дабанского комплекса. Шабартайский гранитоидный массив расположен в бассейне р. Шабартай (правый приток р. Джиды). Его площадь составляет около 120 км², имеет овальную форму, с отчетливой ориентировкой в северо-западном направлении, которая не согласуется с направлением главных складчатых структур района. Контакты с вмещающими породами интрузивные. На востоке массив прорывает собранные в складки ордовикские (?) флишоидные карбонатно-терригенные отложения, а на западе венд-кембрийские вулканогенно-осадочные и магматические образования Джидотского гайота [Хромова, Елбаев, 2004]. Экзоконтактовые изменения

выражены ореолами роговиков и скарнов. Время образования изученного массива определяется как позднепалеозойское на основании прорывания им островодужных и коллизионных (раннеордовикских) гранитоидов. Согласно изотопно-геохронологическим исследованиям возраст пород Шабартаевского массива соответствует ранней перми ($289 \pm 2,5$ млн лет). Эти данные получены $^{39}\text{Ar}-\text{Ar}^{40}$ методом (А.В. Травин, ИГМ СО РАН) из отобранной нами пробы гранита Шабартайского массива по биотиту и они не противоречат полученным ранее U-Pb методом по циркону для сиенита Шабартайского массива [Резницкий и др., 2005] 298 ± 1 млн лет (граница карбона и перми). Дабанский плутон имеет в плане сложные, извилистые очертания. Его площадь составляет 600км^2 . Южная и юго-западная части массива уходят на территорию Монголии. Дабанский плутон прорывает все венд-кембрийские вулканогенно – осадочные породы района, а так же более древние гранитоиды коллизионного типа.

Все разновидности пород, слагающие массивы дабанского комплекса связаны между собой постепенными переходами. Контактное взаимодействие с вмещающими породами слабое, выражено в скарнировании и ороговикании. Жильная серия проявлена слабо. Встречаются дайки пегматоидного состава и кварцевые жилы. По данным Ar-Ar датирования возраст пород Дабанского массива - $292,3 \pm 1,6$ млн лет. Баянский массив площадью более 200км^2 , вскрывается р. Джидой, ниже устья р. Желтуры. Основная масса пород, развитая преимущественно в краевых частях массива, представлена серыми и розовато-серыми средне-крупнозернистыми калишпатовыми сиенитами, кварцевыми сиенитами и мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Гранитоиды Дабанского массива обнаруживают комагматические связи с гунзанской вулканогенной толщей пермо-карбона.

Вулканическая серия пород объединяет трахибазальты, трахиандезиты, кварцевые и дацитовые порфиры, фельзиты, туфоконгломераты, флюидалные кластолавы фельзитов, туфы, туфолавы и туфобрекчии, щелочные трахиты и андезиты. Все вулканиты практически не затронуты процессами метаморфизма и имеют свежий облик. Базальтоиды характеризуются близким составом, породы представлены порфиоровыми разновидностями трахиандезитов и афировыми трахибазальтов. Основная масса пород сложена плагиоклазом, пироксеном, в качестве второстепенных минералов присутствует биотит, роговая обманка. Вторичные образования представлены мелкозернистыми, округлыми зернами кварца, эпидотом, карбонатами. Порфиоровый облик трахиандезитам придает присутствие в породе вкрапленников плагиоклаза, которые имеют размер $0,3-3$ мм в поперечнике. Базальтоиды принадлежат к высококалиевой группе субщелочного ряда пород, общая щелочность варьирует в пределах $5,3-8,2\text{мас. \%}$, $\text{K}_2\text{O} = 2,1-2,6\text{мас. \%}$. Все породы обогащены Ba, Sr, Nb, Zr, и относятся к высокоглиноземистым породам. Состав кислых разновидностей вулканических пород, определяется калий – натриевым полевым шпатом, кварцем. Редкие зерна плагиоклаза образуют оторочкой вторичного калиевого полевого шпата. Обломочная часть пород характеризуется наличием обломков карбонатных и кремнистых пород, реже присутствуют обломки андезитов и базальтов. Вулканогенные породы кислого состава можно отнести к калий – натриевой субщелочной серии, где сумма щелочей колеблется от $7,9$ до $10,5\text{мас. \%}$, в отдельных пробах она достигает $12,3\text{мас. \%}$, в этом случае эти пробы на классификационной диаграмме ложатся в поле щелочных пород. Количество SiO_2 колеблется в широких пределах от 63 до 76мас. \% . Общая щелочность пород довольно высокая от $8,0$ до $10,5\text{мас. \%}$ в среднем, в единичных пробах до $12,3\text{мас. \%}$, как правило, здесь калиевая составляющая играет существенную роль (K_2O достигает $7,2\text{мас. \%}$). Для этих пород характерно высокое содержание крупноионных элементов, таких как Ba, Sr, Nb, Zr. Все разновидности пород являются весьма высокоглиноземистыми.

Породы комагматичной плутонической серии охарактеризованы на примере дабанского комплекса, в состав которого входит Дабанский массив, являющийся петротипом. Шабартаевский, Утухтуйский, Улегчинский, Сангино-Мылинский, Баянский и другие массивы Джидинской зоны палеозой по своему составу сходны с гранитоидами Дабанского комплекса. В составе Дабанского комплекса выделены граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты. Субщелочные породы комплекса обладают единым набором породообразующих минералов в различных соотношениях их содержаний в той или иной разновидности. Фациальный облик пород выражен в развитии порфиоровидных структур. Породы сложены пертитовым и антипертитовым калинатровым полевым шпатом. Содержание микроклин-

пертита варьирует от 60мас.% в гранитах до 80-90мас.% в сиенитах. Содержание темноцветов (биотит и роговая обманка) не превышает 10мас.%. Количество кварца варьирует в пределах 3-35мас.%. Плагноклаз встречается крайне редко. По химическому составу породы описанных массивов относятся к кремнекислым, содержание SiO_2 в среднем колеблется от 62 до 72%, они богаты щелочами, ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ составляет 8-10%), что соответствуют субщелочному ряду. Некоторым исключением служат щелочные породы, в которых сумма щелочей достигает 12,2мас.%. Калий, как правило, преобладает над натрием и по отношению щелочей породы принадлежат калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует в пределах 1,2-1,8%). Содержание Ba, Sr, увеличивается пропорционально уменьшению кремнекислотности. Все гранитоиды имеют лейкократовый облик и относятся к высокоглиноземистым породам. Наблюдается большое сходство в составах пород по содержанию в них петрогенных и редких элементов, что, вероятно, подчеркивает близкие условия формирования пород слагающих массивы.

Как указывалось выше, верхнепалеозойская вулканоплутоническая ассоциация Джидинской зоны является частью трансрегионального Селенгино-Витимского (Монголо-Забайкальского) вулканоплутонического пояса. На огромном протяжении этого пояса распространены комагматичные субщелочные и щелочные вулканические и плутонические породы по своему составу наиболее характерные для внутриплитной рифтогенной геодинамической обстановки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты: 05-05-640-35, 08-05-00290).

Список литературы

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006. Т. 47, № 1. С.53-70.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика, 2007. Т. 48, № 1. С. 120-140.

Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Ковач В.П. и др. Палеозойский интрузивный магматизм Джидинского террейна – новые геохронологические и Nd изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. С. 77-80.

Хромова Е.А., Елбаев А.Л. Островодужные и коллизионные гранитоиды Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Сибирская Международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: Новосибирский Государственный Университет, 2004. С. 190.

ПАЛЕООСТРОВОДУЖНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В АККРЕЦИОННОЙ СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ: ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ФУНДАМЕНТА И ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Н.В. Цуканов¹, С.Г. Сколотнев²

¹Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: paleogeo@ocean.ru

²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: skol@ginras.ru

В пределах Восточной Камчатки выделяются два террейна островодужной природы, сложенные меловыми – палеогеновыми вулканогенными образованиями и являющиеся фрагментами Озерновско – Валагинской (ОВД) и Кроноцкой (КД) палеодуг [Аккреционная..., 1993]. Они разделяются ветловским террейном (рис 1). В строении этих террейнов участвуют также тектонически дезинтегрированные офиолитовые комплексы, имеющие различную геодинамическую природу [Skolotnev et al., 2003, Цуканов и др., 2005]. Выделяются: 1 - фрагменты древней океанической коры разного возраста; 2 - офиолиты супрасубдукционной природы, формировавшиеся в пределах островных дуг; 3 - офиолиты, имеющие интрадуговую или задуговую природу. Наиболее широко развитые в КД и ОВД офиолиты супрасубдукционной природы, характеризующие различные сегменты этих палеодуг, различаются между собой. Наиболее широко представленные члены этой офиолитовой ассоциации - перидотиты по валовому химическому составу варьируют в узком диапазоне и по большинству петрохимических показателей отвечают составам реститовых перидотитов. Породы в целом деплетированы в отношении титана, щелочей и в ряде образцов - алюминия.

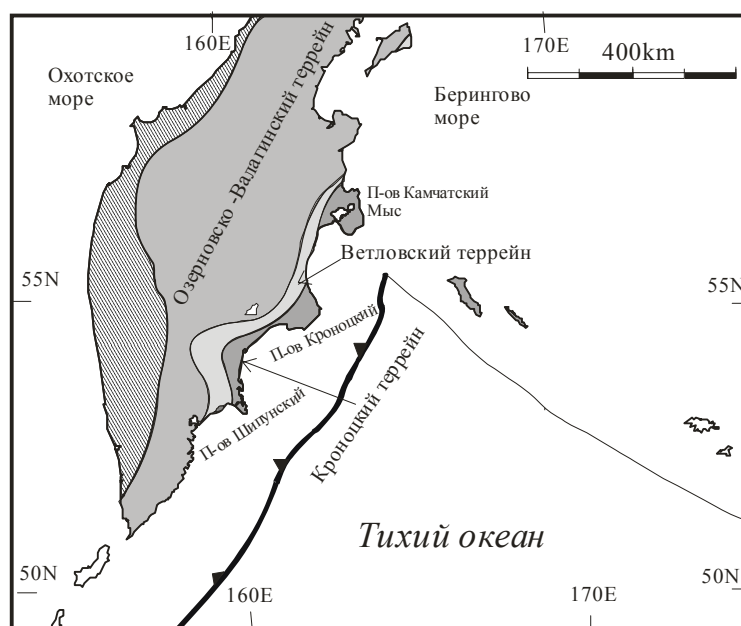


Рис. 1. Схема тектоно-стратиграфических террейнов Восточной Камчатки.

В тоже время по составу породообразующих минералов, концентрациям и характеру распределения РЗЭ изученные ультрабазиты различных сегментов обнаруживают заметные различия (рис. 2, 3). Гарцбургиты северного сегмента КД (п-ов Камчатский Мыс) имеют существенно более хромистую шпинель и более низкие концентрации РЗЭ по сравнению с таковыми южного сегмента КД (Кроноцкий п-ов). В гарцбургитах Кроноцкого полуострова, также как и в некоторых перидотитах из офиолитовых комплексов ОВД развиты низкохромистые и высокомагнезиальные шпинели, свойственные для ультрабазитов реститовой природы срединно-океанических хребтов. Это находится в противоречии с характером распределения РЗЭ, более свойственному реститам из супрасубдукционных офиолитов. Формально перидотиты, содержащие такие шпинели, могут быть отнесены к представителям офиолитовых комплексов, сформировавшимся в условиях срединно-океанических хребтов.

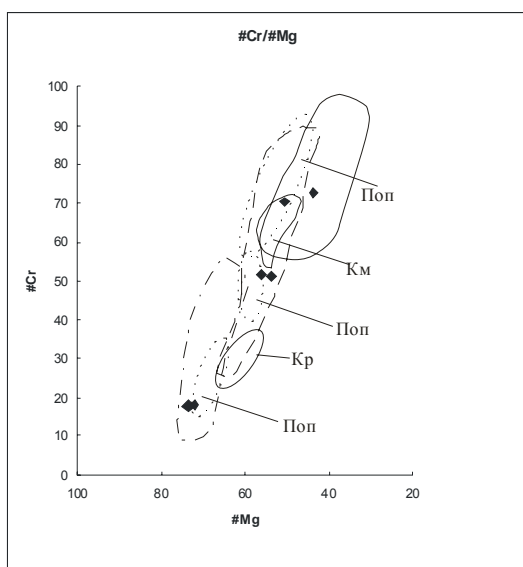


Рис. 2. Соотношение хромистости $Cr\#(100Cr_2O_3/Cr_2O_3+Al_2O_3)$ и магнезиальности $Mg\#(100MgO/MgO+FeO)$ в шпинелях перидотитов офиолитовых комплексов Восточной Камчатки. Оконтуры поля составов шпинелей абиссальных перидотитов (пунктирная линия с точкой), островодужных гарцбургитов (пунктирная линия), островодужных дунитов (сплошная линия); тонкими пунктирными линиями очерчены поля составов шпинелей из гарцбургитов полуостровов Камчатский Мыс (Км), Кроноцкого (Кр) и г. Попутной Валагинский хребет (Поп); черными ромбами показаны перидотиты хр. Кумроч.

Однако в офиолитовом массиве г. Попутная (Валагинский хребет) ОВД в едином разрезе присутствуют ультрамафиты и с низкохромистыми, и с высокохромистыми шпинелями, при этом они имеют супрасубдукционный характер распределения РЗЭ. Основываясь на характере распределения РЗЭ в изученных образцах, мы предполагаем, что эти ультрабазиты сформировались в надсубдукционных условиях [Skolotnev et al., 2003, Цуканов и др., 2005]. Наблюдаемое разнообразие составов перидотитов (в том числе, составов их породообразующих минералов) обусловлено тем, что условия частичного плавления мантийного надсубдукционного клина были изменчивыми во времени и пространстве.

Были также проанализированы составы вулканитов островодужных террейнов в пределах Восточной Камчатки. В пределах ОВД вулканическая деятельность протекала в кампан – маастрихт - датское время. Выделяются вулканиты трех серий: 1 - толеитовой, чаще всего вулканиты этой серии слагают нижние части разрезов; 2 - известково-щелочной, эффузивы которой образуют либо самостоятельные потоки, либо переслаиваются с породами толеитовой серии; 3 - шошонитовой, встречающиеся значительно реже и не во всех сегментах палеодуги. Островодужные вулканиты различных субтеррейнов в пределах ОВД (хребты Кумроч, Тумрок и Валагинский) имеют специфические черты строения и состава. По петрохимическим данным и характеру распределения РЗЭ изученные образцы хр. Кумроч относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям. Судя по положению в разрезе, вулканиты этих двух групп формировались синхронно. Для пикрит-базальтовой толщи хр. Тумрок полученные результаты полностью совпадают с данными, полученными ранее Магакяном и др. [Аккреционная..., 1993], свидетельствующими о толеитовой природе этих вулканитов. Проанализированные нами вулканиты Валагинского хребта (попутновская, голубовская толщи) относятся к островодужной пикрит-базальт-андезитовой толеитовой серии. При этом, судя по распределению РЗЭ, – это обогащенные толеиты, характеризующиеся повышенными концентрациями калия и фосфора. Такие особенности характерны и для пикритов, что отличает их от пикритов хр. Тумрок. Кроме этих вулканитов по данным [Аккреционная..., 1993] в северной части Валагинского хребта распространены вулканиты известково-щелочной серии. Выявленная гетерогенность составов островодужных вулканитов в разных сегментах ОВД свидетельствует о том, что в позднем мелу в разных сегментах палеодуги существовали различные физико-химические условия как в зоне магмогенерации, так и в коровых магматических камерах.

В изученных сегментах КД (п-ова Камчатский, Кроноцкий, Шипунский и мыс Налычева) выделяются два этапа вулканической активности: позднемеловой и эоценовый. Между маастрихтом и эоценом имели место тектонические движения, приведшие к выведению на поверхность верхнемантийных пород. Установлены существенные различия в составе верхнемеловых вулканитов и идентичность в составе эоценовых эффузивов этих сегментов КД [Сколотнев и др., 2008]. Верхнемеловые вулканиты полуострова Камчатский Мыс относятся к толеитовой серии, а на Кроноцком полуострове островодужные вулканиты представлены плагиотолеитами каменистской свиты коньяк-кампан-маастрихтского возраста. Эоценовые

вулканыты Камчатского Мыса и Кроноцкого полуострова близки и представлены высокоглиноземистыми плагиотолитами [Хубуная 1987]. На мысе Налычева развиты преимущественно вулканыты умеренно калиевой известково-щелочной серии. На полуострове Шипунский преимущественно распространены эффузивы толеитовой островодужной серии и наряду с ними встречаются представители известково-щелочной серии. Выявленная пестрота составов верхнемеловых островодужных пород полуострова Камчатский Мыс указывает на гетерогенность состава мантийного клина, подвергавшегося частичному плавлению.

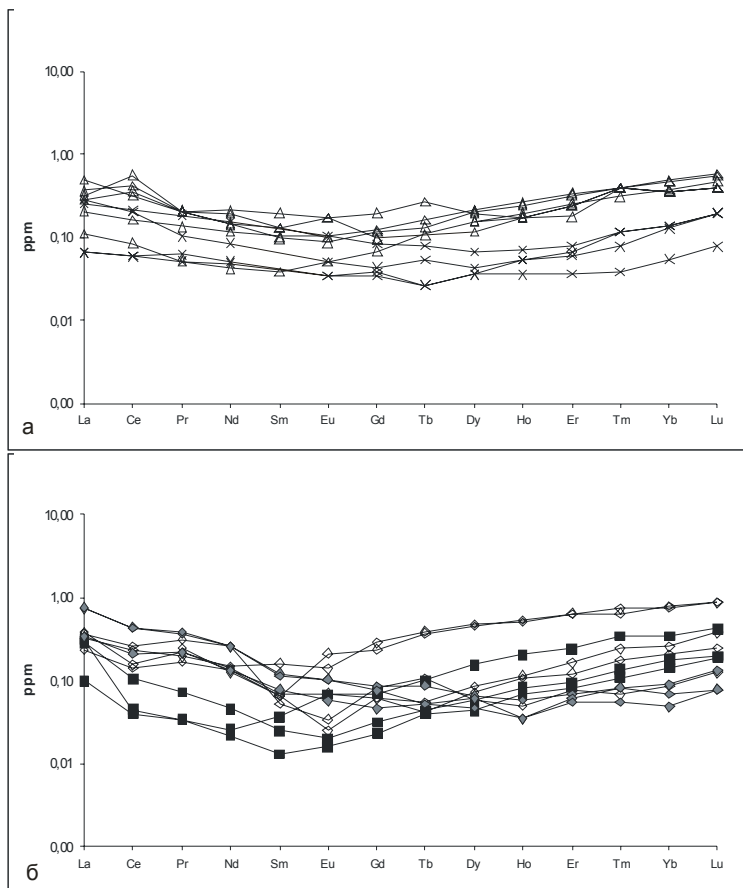


Рис. 3 а,б. Спектры распределения РЗЭ изученных перидотитов офиолитовых комплексов Восточной Камчатки: а – перидотиты офиолитовых комплексов КД (1 – п-ова Камчатский Мыс, 2 – Кроноцкого п-ова), б - перидотиты офиолитовых комплексов ОВД (3 – хр. Кумроч, 4 – бух. Раковой по [Osipenko, Anosov, 2002], 5 – г. Попутной, Валагинский хр.).

Рис. 3 а,б × 1 △ 2 ◇ 3 ■ 4 ◆ 5

Специфика их химического состава свидетельствует о том, что эта гетерогенность обусловлена присутствием в зоне плавления обогащенного материала, источником которого могли являться верхнемантийные породы, сформировавшиеся ранее в пределах океанской плиты при плавлении глубинного плюма. В частности, на это указывают находки щелочных базальтов в верхнесмагинской подсвите из разреза Африканского блока. Более высокие содержания LILE в камчаткомысских вулканытах свидетельствуют о большей степени дегидратации корового компонента в зоне субдукции, что может быть следствием более высокой температуры. С этим выводом согласуются данные о содержании РЗЭ и их распределении в гарцбургитах реститовой природы Восточных полуостровов [Skolotnev et al., 2003]. Гарцбургиты Камчатского Мыса сформировались при гораздо более высоких степенях частичного плавления, т.е. при более высоких температурах, чем перидотиты Кроноцкого полуострова. Более высокие температуры в мантийном клине под Камчаткомысским сегментом могут быть связаны с поглощением в зоне субдукции спредингового хребта, разделявшего в позднем мелу плиты Кула и Пацифик.

Известково-щелочной вулканизм шипунского сегмента развивался в иных геодинамических условиях. Известково-щелочной вулканизм является индикатором заложения дуги на коре большей мощности. Высказано предположение о наложении шипунского отрезка КД на более древнюю островодужную систему.

Изотопные характеристики исследованных вулканытов $eNd(t)$ характеризуется деплетированным и ультардеплетированным значениями (9,8-11,8). Изотопный состав неодима

и свинца изученных пород, представляющих разновозрастные офиолитовые комплексы различной природы, в целом близок. На вариационных диаграммах отношений изотопов Nd/Pb практически все изученные породы попадают на тренд, связывающий модельные мантийные источники DMM и HIMU, располагаясь в поле составов MORB. Исключение составляют щелочные базальты п-ва Камчатский Мыс ($\epsilon\text{Nd}(t) = 4,9-5,8$) которые по данным [Portnygin et al., 2008] являются наиболее древним продуктом гавайской горячей точки. Для остальных изученных магматических и вулканических пород, хотя и имеют место заметные вариации изотопных параметров даже в пределах геологически единых тел и массивов, очевидно, что мантийные субстраты, при частичном плавлении которых продуцировались расплавы, имели изотопные характеристики близкие к DMM источнику.

Проявление различного типа вулканизма в разных сегментах палеодуг свидетельствует о латеральной гетерогенности позднемиоценового – раннепалеогенового островодужного вулканизма, что, вероятно, связано с различной геодинамикой в зоне частичного плавления мантийного клина в надсубдукционной области палеодуги. Изменение в характере вулканизма в ходе эволюции вулканических дуг и в различных сегментах дуг устанавливается для многих современных структур и связывается с изменением геодинамического режима в субдукционной зоне, с мощностью и составом коры, на которой закладывалась островная дуга [Авдейко 1994, Цветков 1990 и др.].

Таким образом, сравнение офиолитовых комплексов и характера вулканизма различных сегментов ОВД и КД из аккреционного обрамления северо-запада Тихого океана показывает, что на формирование и эволюцию этих структур оказывали влияние как продолжительность существования активной вулканической дуги, нестационарность геодинамических обстановок в основании дуги, так и региональные различия в составе и строении поглощаемой океанической литосферы. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты N 05-05-64158, 05-08-00017)

Список литературы

- Авдейко Г.П.** Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магнообразования // Геотектоника, 1994. № 2. С. 19-32.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки М.: Наука, 1993. 272 с.
- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В.** О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Доклады Академии наук, 2008. Т. 418. № 2. С. 232-236.
- Хубуная С.А.** Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цветков А.А.** Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.** Новые данные о составе и геодинамической природе ультрамафитов массива г. Попутной (Валагинский хребет, Восточная Камчатка) // ДАН, 2005. Т. 402. № 4. С. 507-510.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Коваленко Д.В.** Новые данные о составе островодужных вулканических хребтов Камчатки // Доклады Академии наук, 2008. Т. 418. № 3. С. 372-377.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н.** Новые данные о составе и строении аккреционной призм п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2008. Вып. 12. № 2. С. 42-50.
- Portnygin M. et al.** Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology, 2008. V. 36. № 11. С. 903-906.
- Osipenko A.B., Anosov G.I.** Ultramafic Rocks of The Rakovaya Bay (Eastern Kamchatka): Composition And Geodynamic Classification // Russian Geology and Geophysics, 2002. 43. № 9. P. 858-872.
- Skolotnev S.G., et al.** The heterogeneity of ophiolite association in the Kronotsky paleoarc basement (Eastern Kamchatka) // InterRidge News, 2003. V. 12. №. 1. С. 30-34.

БИМОДАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (PZ₃-MZ): ИСТОЧНИКИ МАГМ, ЭВОЛЮЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА

А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, А.В. Филимонов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: tsygan@gin.bsnet.ru

Позднепалеозойская геологическая история Западного Забайкалья ознаменовалась формированием гигантского объёма разных по составу гранитоидов, занимающих порядка 80 % площади региона. Заключительный этап гранитоидного магматизма сопровождался внедрением многочисленных трахибазальт-трахит-трахириолитовых даек, группирующихся в виде протяженного (не менее 200 км) пояса, приуроченного к центральной части гранитоидного ареала. Бимодальный субвулканический (дайковый) магматизм (305-285 млн. лет) предшествовал более мощным рифтогенным процессам, начавшимся в поздней перми (\approx 250 млн. лет) и с перерывами продолжавшимся до конца кайнозоя.

В последние годы [Ярмолюк и др., 1998; Воронцов и др., 2007] основное внимание исследователей было приковано к мезо-кайнозойскому этапу развития рассматриваемого региона, тогда как наиболее ранние рифтовые структуры, заложившиеся в конце перми, а также позднепалеозойский дайковый магматизм, фиксирующий самую раннюю стадию растяжения земной коры региона и знаменующий переход от постколлизийного плутонического к рифтогенному, преимущественно вулканогенному магматизму, изучены явно недостаточно.

Нами получены новые геологические, геохимические и отчасти геохронологические данные по дайковым поясам центральной части Западного Забайкалья (карбон – пермь), Тамирской (поздняя пермь) и Мало-Хамардабанской (поздняя юра – ранний мел) вулканотектоническим структурам, которые позволяют проследить эволюцию бимодального магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое и мезозое.

Скопления даек в центральной части Западного Забайкалья (Селенга – Удинское междуречье) известны давно, однако лишь работами последних лет [Шадаев и др., 2005] было установлено, что многочисленные дайки группируются в протяжённые пояса северо-восточного простирания, в целом согласные с простиранием мезозойских рифтогенных впадин. На основании изучения ряда опорных разрезов в бассейнах рек Тугнуй и Уда выявлено два района скопления даек - Жиримский и Удинский, соответственно, в совокупности образующие единый дайковый пояс, протяженностью около 200 км при ширине 12 – 15 км. Внутреннее строение пояса на разных участках однотипно: это скопления субпараллельных, субвертикальных даек северо-восточного простирания ($60^\circ - 70^\circ$) мощностью от 1 – 2 до 20 м. Наблюдаемая протяжённость отдельных даек -от первых сотен метров, до первых километров. В пределах пояса дайки обычно занимают 10 – 20 % от общего объёма пород, однако на некоторых участках их количество возрастает до 80 – 85 %. Контакты даек с вмещающими породами резкие, в крупных дайках, в том числе и на контакте между различными дайками, наблюдаются зоны закалки. По составу дайки отвечают трахибазальтам, трахитам, трахидацитам и трахириолитам, степень кристалличности и структурные особенности которых варьируют в широких пределах. Наряду с простыми дайками встречаются комбинированные трахибазальт – трахитовые дайки, а также мафические включения в простых трахитовых и трахириолитовых дайках.

Тамирская вулканотектоническая структура является одной из наиболее крупных позднепалеозойских структур Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Она расположена на территории Западного Забайкалья и Северной Монголии. Изученный район находится в междуречье Хилок – Чикой, в пределах западной части Малханского хребта.

Согласно данным И.В.Гордиенко с соавторами [Гордиенко и др., 1998] формирование ВТС началось в среднем-позднем карбоне или ранней перми с площадных излияний базальтов, выделяемых в качестве унгуркуйской свиты. В поздней перми базальтовый вулканизм сменился собственно бимодальным трахибазальт-трахириолитовым, продукты которого объединяются в тамирскую свиту. Вместе с тем, чередование основных и кислых лав и вулканокластитов характерно не для всех разрезов тамирской свиты. В её стратотипе (по р.Тамир) продукты базальтового магматизма присутствуют только в виде субвулканических интрузий небольшой мощности (десятки метров), тогда как собственно базальтовые лавы

появляются лишь в верхней части разреза, фиксируя переход от тамирской к черноморской свите.

Мало-Хамардабанская вулканотектоническая структура располагается в левобережье среднего течения р.Джида (приток р.Селенги) и приурочена к южным и юго-восточным склонам хр.Малый Хамар-Дабан. Рассматриваемая структура сложена разнообразными вулканическими, субвулканическими и осадочными породами, среди которых первые абсолютно преобладают. Эффузивы представлены трахибазальтами, в подчинённом количестве присутствуют трахиты. Вулканогенная толща делится на две свиты: худогинскую, залегающую в основании разреза и сложенную переслаивающимися трахитами и трахибазальтами (примерно в равных соотношениях) с редкими прослоями терригенных пород, и более позднюю - ичетуйскую, которая почти целиком состоит из трахибазальтов. Породы среднего - трахиандезитового состава имеют резко подчинённое значение и, по-видимому, гибридный характер. Трахибазальты ичетуйской свиты занимают почти всю площадь Мало-Хамардабанской ВТС, тогда как трахитами сложено крупное поле в её северо-восточной части. Формирование ВТС, согласно данным [Воронцов и др., 2002] продолжалось со 160 до 135 млн. лет.

Рассматриваемые ассоциации, независимо от возраста и геологического строения, обладают ярко выраженной бимодальностью состава и повышенной щелочностью слагающих их пород. Среди даек и в составе Мало-Хамардабанской ВТС доминируют трахибазальты, тогда как кислые разности имеют относительно подчинённое значение; в составе Тамирской ВТС кислые и основные разности развиты примерно одинаково, но практически отсутствуют трахиты. Согласно имеющимся геологическим данным развитие Тамирской и Мало-Хамардабанской ассоциаций имело антидромную направленность, тогда как в составе дайкового пояса встречаются, как отмечалось, комбинированные дайки и мафические включения в салических дайках, свидетельствующие об одновременном внедрении основных и кислых магм.

Базальтоиды всех трёх бимодальных ассоциаций обладают внутриплитной геохимической спецификой, отличаясь от типоморфных внутриплитных базальтов резким Nb минимумом и Pb максимумом. Трахиты «наследуют» геохимические особенности базальтов, что, скорее всего, связано с их происхождением из тех же мантийных источников, что и базальты, но при меньшей степени парциального плавления, либо, они являются дифференциатами трахибазальтов. Изотопный состав рассматриваемых образований характеризуется отрицательными значениями ϵNd (от 0 до -4) и повышенной величиной I_{Sr} (>0.705), причем не только в кислых разностях (трахиты, трахириолиты), но и в трахибазальтах. Такие геохимические особенности внутриконтинентальных базальтов объясняются контаминацией астеносферных магм материалом континентальной коры [Грачев, 2003], и/или - образованием базитовых магм за счет плавления верхней (литосферной) мантии, модифицированной (метасоматизированной) субдуцированным веществом [Zhang et al., 2008].

Для контаминированных базальтов характерны повышенные содержания кремнезема, высокие значения первичных отношений Sr (>0.707) при их широких вариациях в мафических породах, отражающие смешение двух и более компонентов с различными значениями I_{Sr} . На примере пород дайкового пояса, наиболее детально изученных изотопно-геохимически, видно, что увеличение содержания SiO_2 и соответствующее снижение MgO , при переходе от базальтов к средним разностям, не сопровождается изменением величины I_{Sr} (≈ 0.706), что свидетельствует о ведущей роли процессов фракционирования базитовых магм. Среди кислых членов рассматриваемой ассоциации отчетливо выделяются разности с низким (базальтовым) первичным отношением изотопов Sr (дифференциаты) и породы с повышенным, иногда с аномально высоким I_{Sr} , что может указывать на их коровое происхождение.

Таким образом, в базальтах не обнаружено изотопных свидетельств существенной контаминации материалом континентальной коры. Вместе с тем, среди базитовых даек рассматриваемого пояса и в целом - среди позднепалеозойских мафических серий Западного Забайкалья не зафиксированы и породы с типичными геохимическими метками мантии OIB-типа. В свете изложенных данных отрицательные Nb (Ta) и положительные Pb аномалии на мультиэлементных графиках скорее всего отражают геохимические особенности мантийного источника (метасоматизированная мантия) либо условия его плавления. Очевидно, что полностью исключить вклад коровой контаминации нельзя, особенно учитывая тот факт, что

рассматриваемый PZ3-MZ1 бимодальный магматизм развивался на континентальной коре, верхние 10 – 15 километров которой были сложены почти исключительно гранитами [Литвиновский и др., 1992]. Однако, судя по изотопным данным, влияние этого фактора не было, по-видимому, определяющим.

Геохимическая специфика мантийного источника, продуцировавшего деплетированные Nb (Ta) базальты, может быть связана с контаминацией коровым материалом самой литосферной мантии до ее плавления в позднем палеозое. О контаминации мантийного источника веществом более древней сиалической коры (за счет субдукции) свидетельствуют отрицательные значения ϵNd , модельные Nd возраста ($T_{DM} - 930-1170$ Ma) и геохимические характеристики базитов -деплетированность HFSE и обогащенность LILE, что считается типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения. Кроме того, это может быть результатом плавления мантии, метасоматизированной флюидами и/или расплавами, выделявшимися из субдуцированной коры на предшествующем этапе развития региона. Дополнительным аргументом в пользу этого предположения является повышенное содержания калия в базальтовых магмах, обусловленное плавлением флогопитсодержащего мантийного протолита. Доказательством присутствия флогопита в мантийном источнике является положительная корреляция отношения La/K - La в породах, особенно четко проявленная в трахидолеритовых дайках. Плавление флогопита, главного концентратора калия в мантии, приводит к заметному уменьшению величины La/K в базальтовом расплаве, при одновременном снижении концентрации La, тогда как увеличение степени плавления безфлогопитовой мантии сопровождается только уменьшением La, при постоянной величине La/K [Vigouroux et al., 2008].

Высокое отношение (La/Yb_n) в мафических членах бимодальных ассоциаций - от 8 – 25 в трахидолеритовых дайках до 32 – 54 в трахибазальтах Мало-Хамардабанской структуры, предполагает выплавление базитовой магмы из гранатсодержащего мантийного протолита. Отношение Tb/Yb наиболее чувствительно к присутствию граната в источнике, в то же время величина этого отношения не сильно изменяется при фракционировании магм [Macdonald et al., 2001; Wang et al., 2002]. На диаграмме Tb/Yb - La/Yb составы трахидолеритов дайкового пояса ложатся в область плавления гранатсодержащей ($\approx 2\%$ граната в рестите) фертильной лерцолитовой мантии. Для трахибазальтов Мало-Хамардабанской структуры, исходя из этих соотношений, можно предположить более высокое содержание граната в мантийном рестите – порядка 4 %, тогда как трахибазальты Тамирской структуры образовались при большей степени плавления гранатовых лерцолитов ($< 1\%$ Grt в рестите), что согласуется с геохимическими характеристиками пород.

Согласно экспериментальным работам по плавлению флогопитсодержащих лерцолитов, фазовое равновесие флогопит-гранат-расплав существует при давлении более 25 кбар и температуре более 1000° C [Vigouroux et al., 2008]. Поле устойчивости рутила, присутствие которого в рестите («обводненные» условия) приводит к обеднению расплавов Nb и Ta, распространяется на давления свыше 25 кбар и температуру более 1000° C [Xiong et al., 2005]. Принимая во внимание геохимические особенности рассматриваемых базитов, вероятным источником магм из которых они кристаллизовались, могла быть метасоматизированная флогопит-гранат-рутилсодержащая литосферная мантия на глубинах не менее 80 км.

Сходство изотопного состава и унаследованность геохимических характеристик силикатных членов рассматриваемых бимодальных ассоциаций, а также относительно небольшой объем кислых разностей, по сравнению с трахибазальтами, вероятно, за исключением Тамирской структуры, приводит к выводу о том, что трахитовые и трахириолитовые расплавы, являлись продуктом глубинной дифференциации мантийных трахибазальтовых магм.

Приведенные выше данные позволяют сформулировать следующие основные выводы. Источники магм разновозрастных бимодальных ассоциаций имели несколько различающийся, но в целом близкий состав, существенно отличающийся от типичных мантийных источников внутриплитных базальтов. Это отличие, скорее всего, связано с процессами мантийного метасоматоза, протекавшими на предшествующем (субдукционном) этапе развития рассматриваемого региона. Определенный вклад в формирование изотопно-геохимического облика рассматриваемых образований, прежде всего – трахибазальтов, внесла коровая контаминация, однако оценить количественно этот вклад пока не представляется возможным.

В целом, изменение макрокомпонентного состава пород во времени проявляется лишь в базальтах, что, возможно, связано с их более примитивным характером, по сравнению с кислыми членами бимодальных ассоциаций. Во времени в них несколько возрастает общая щёлочность, содержание REE и степень дифференцированности REE спектра, возрастает величина отрицательной Eu аномалии. Всё это, с одной стороны - отражает более дифференцированный характер наиболее поздних образований, а с другой - может свидетельствовать о генерации магм из различных (разноглубинных) мантийных источников, либо об изменении условий магмогенерации.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Сибирь (08-05-98017), РФФИ-МНТИ (06-05-72007), интеграционного проекта СО РАН № 37.

Список литературы

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // *Петрология*, 2002. Т.10. № 5. С.510-531.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. и др. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской Западно-Забайкальской рифтовой зоны // *Петрология*, 2007. Т.15. № 1. С.37-60.

Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцына Л.Г. и др. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования // *Геология и геофизика*, 1998. Т.39. № 2. С.190-203.

Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // *Петрология*, 2003. Т. 11. № 6, С. 618-654.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М. и др. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. 141с.

Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // *Геология и геофизика*, 2005. Т.46. № 7.С. 723-730.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // *Петрология*, 1998. Т.6. № 2. С.115-138.

Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G. et al. Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa // *J. Petrology*, 2001. V. 42. № 5. P. 877-900.

Vigouroux N., Wallace P.J., Kent A.J.R. Volatiles in high-K magmas from the Western Trans-Mexican volcanic belts: Evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of mantle wedge by subduction processes // *Journal of Petrology*, 2008. V. 19. № 9. P. 1589-1618.

Wang K., Plank T., Walker J.D. et al. A mantle melting profile across the Basing and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002. V. 107. № B1. 10.1029/2001JB000209

Xiong X.I., Adam J., Green T.H. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // *Chemical Geology*, 2005. V. 218. P. 339-359.

Zhang L.C., Zhou X.H., Ying J.F. et al. Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implication for their origin and mantle source characteristics // *Chemical Geology*, 2008. V. 256. P. 12-23.

НЕОГЕНОВЫЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ: ПЛАТО ХЭВЭН ЗАЛУ УРИЙН САРЬДАГ

С.С. Цыпукова¹, А.Б. Перепелов¹, Л.А. Павлова¹, Е.И. Демонтерова²

¹ Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: region@igc.irk.ru

² Институт земной коры СО РАН, e-mail: dem@crust.irk.ru

Петролого-геохимические исследования вулканизма внутриконтинентальных рифтовых областей ставят своей целью не только реконструкцию условий магмообразования и установление источников магматических расплавов, но и определение главных параметров состояния и эволюции литосферы и мантии в целом. В настоящей работе приводятся первые минералого-геохимические данные по труднодоступному вулканическому плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг в Северной Монголии, входящему в состав Прихубсугулского вулканического ареала. Этот вулканический ареал представляет значительный интерес в изучении раннего этапа тектоно-магматического развития Байкальской рифтовой зоны.

Геологическая позиция и строение. Вулканическое плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг находится в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны и локализовано в области Хамар-Дабанского и Джидинского террейнов, аккрегированных в раннем палеозое к Тувино-Монгольскому массиву (микроконтиненту) [Беличенко и др., 2003]. Размеры плато составляют 22 на 32 км (рис. 1), его территория возвышается над уровнем оз. Хубсугул ~ на 800 м. Лавовые базальтовые покровы плато перекрывают породы рифейских и раннекембрийских метаморфических толщ и средне- верхнекембрийские гранитные комплексы. Плато представляет собой денудированную и вскрытую протяженными речными долинами лавовую толщу, в разрезах которой насчитывается суммарно более 30-ти моногенных лавовых покровов общей мощностью до 150 м. Мощности отдельных лавовых покровов достигают 15 м, а некоторые из них протягиваются по долинам палеорельефа на расстояние до 8-10 км. Центры извержений имели трещинный характер и были сконцентрированы на центральных и северных участках плато. Возраст базальтовых извержений в Восточном Прихубсугулье определен К-Аг методом и составил 27,6 – 26,4 млн. лет, поздний олигоцен [Гарваа и др., 1998], однако сопоставление датировок, выполненных различными методами, приводят других исследователей к выводу о миоценовом возрасте вулканизма [Демонтерова и др., 2007].

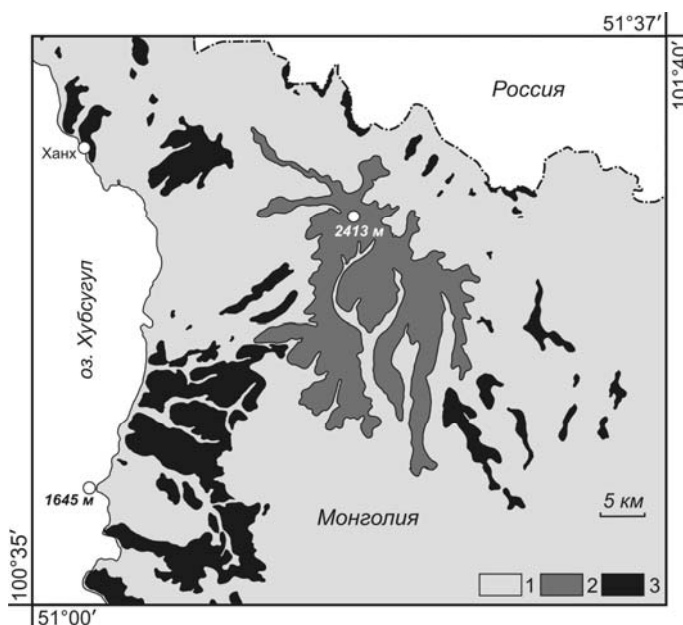


Рис. 1. Плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг в строении неогенового вулканического ареала Прихубсугулья (Северная Монголия). 1 - неоген-четвертичные осадочные отложения, средне- верхнекембрийские и девонские гранитные комплексы, рифейские и раннекембрийские метаморфические толщи; 2 – вулканическое плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг, 3 – другие неогеновые вулканогенные комплексы.

Классификация пород и методы аналитических исследований. На классификационной диаграмме (рис. 2) точки составов пород плато расположены в поле трахибазальтов и гавайитов. В связи с тем, что базальтоиды характеризуются К-На составом ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.75-2.09$) и присутствием нормативного нефелина (1,3 - 5,6%), они классифицируются как гавайиты. Содержания микроэлементов в гавайитах определены методом ICP-MS на масс-спектрометре Element 2, а составы минералов установлены на микроанализаторе Jeol XA-8200 (Байкальский центр коллективного пользования ИНЦ СО РАН).

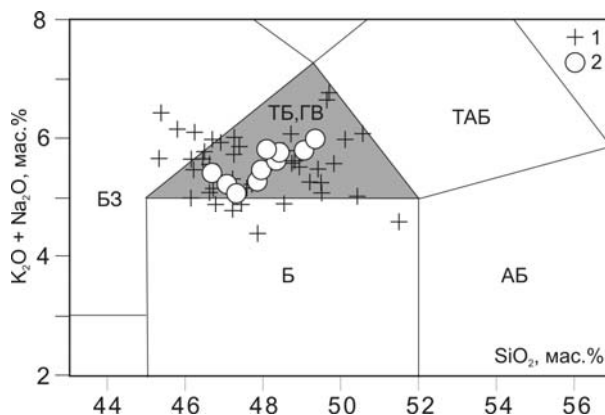


Рис. 2. Классификационная диаграмма SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) для гавайитов плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг по [LeBas et al., 1986]. 1 – базальтоиды Прихубсугуля по [Демонтерова и др., 2007]; 2 – гавайиты плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг. Сокращения наименований типов пород: БЗ – базаниты, ТБ – трахибазальты, ГВ – гавайиты, ТАБ – трахиандезито-базальты, Б – базальты, АБ – андезитов-базальты.

Петрография и минералогия. Гавайиты представляют собой мелкопорфировые и иногда редкопорфировые породы. В центральных зонах крупных лавовых покровов породы в высокой степени раскристаллизованы. Среди вкрапленников в породах абсолютно преобладают идиоморфные и ксеноморфные обломочные оливины (Ol) размером до 1,5-2 мм (рис. 3). Во вкрапленниках Ol в отдельных разностях пород наблюдаются включения шпинели (Sp) и раскристаллизованные расплавные включения. Значительно более редки вкрапленники и сростки клинопироксенов (Cpx) (до 1-1,5 мм). Единичные вкрапленники представлены плагиоклазом (Pl) с зональным строением кристаллов (до 1 мм). Структуры основной массы гавайитов варьируют от гиалопилитовых и интерсертальных до эссекситовых и диабазовых. В основной массе пород наиболее широким распространением пользуются микролиты полевых шпатов и Cpx с подчиненным количеством Ol и значительным количеством мельчайших зерен титаномагнетита (TiMgt), ильменита (Ilm) и апатита (Ap). В сростаниях и в интерстициях между микролитами Pl отмечены К-На полевые шпаты. В интерстициях между микролитами Pl в гавайитах присутствуют также анальцимы, нефелины и остаточное стекло (нефелиновые твердые растворы). В породах отмечены крайне редкие микролиты эгирин-авгитов (Aeg-Aug).

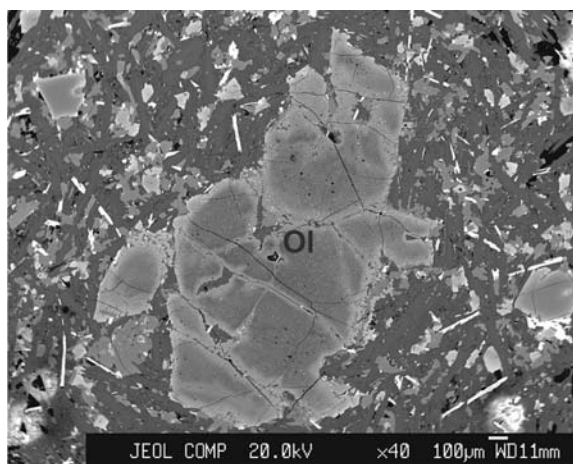


Рис. 3. Вкрапленник Ol (F_{088}) в гавайитах (обр. 3433). Снимок в обратно-рассеянных электронах (микроанализатор Jeol XA-8200, оператор Л.А. Павлова).

Наиболее магнезиальные составы ОI (Fe_{88-86}) обнаружены в центральных зонах редких резорбированных вкрапленников (рис. 3). Более мелкие и идиоморфные вкрапленники ОI представлены менее магнезиальными составами (Fe_{84-82}), которые от центра к промежуточным зонам переходят к составам Fe_{82-76} и затем к Fe_{78-64} в краевых зонах. Субфенокристаллы ОI изменяются по составам от Fe_{80-78} к Fe_{62-57} , а микролиты эволюционируют от Fe_{67} до Fe_{40} . В направлении от вкрапленников к микролитам в ОI наблюдается увеличение тефроитового минала (от 0,15-0,25 до 0,50-1,07 %) и повышаются содержания СаО (от 0,14-0,22 до 0,41-0,87 мас.%). Содержания NiO во вкрапленниках ОI из гавайитов варьируют от 0,07 до 0,22 мас.%. Содержания ZnO характерны для микролитов и достигают 0,11 мас.%. Температуры кристаллизации для большинства вкрапленников ОI получены в безводной системе при достижении равновесных условий ($KD_{Fe^{2+}/Mg}=0,30-0,35$) для наблюдаемых составов гавайитов (расплавов) или при добавлении к ним 1,5 об.% Fe_{88} (метод «растворения») и составили 1366-1339°C [Putirka, 2005], тогда как наиболее магнезиальные ОI (Fe_{88-86}) характеризуются заметно более высокими температурами кристаллизации (1459-1446°C) с достижением равновесных условий при добавлении 9 об.% Fe_{88} . При расчете температур кристаллизации ОI в условиях водосодержащей системы (оценка содержаний H_2O по [Dixon et al., 1997]) значения снижаются примерно на 40°C. Следует отметить, что при вариациях величин «растворения» ОI Fe_{88} от 9 до 13 объем. % для всех наблюдаемых составов гавайитов условия равновесной кристаллизации ОI Fe_{88} достигаются также и при температурах 1478-1494°C ($KD_{Fe^{2+}/Mg}=0,32$), которым соответствуют диапазоны давлений от 20 до 25 кбар [Albarede, 1992; Демонтерова и др., 2007]. Представляется, что наблюдаемые в отдельных типах гавайитов оливины Fe_{88} отражают начальный мантийный этап кристаллизации щелочно-базитовых расплавов.

Клинопироксены в гавайитах представлены в основном салитами, реже авгитами и крайне редко диопсидами. Среди последних наблюдаются высокохромистые разности с содержанием Cr_2O_3 до 1,0 мас.% (Cr-диопсиды). Авгитовые составы (Wo_{39-42} , Fs_{10-13} , TiO_2 0,7-1,8 мас.%, Al_2O_3 3,6-6,8 мас.%) характерны для вкрапленников Srx , находящихся в сростании с вкрапленниками оливинов. В краевых зонах вкрапленников Srx авгиты сменяются салитами (Wo_{45-47} , Fs_{10-12} , TiO_2 1,3-2,0 мас.%, Al_2O_3 2,7-4,2 мас.%). С переходом к субфенокристаллам в Srx возрастает содержание Fs минала (до 19,5%) и TiO_2 (до 4,4 мас.%). Далее к микролитам Srx происходит рост концентрации Wo минала (до 49%) и Fs минала (до 23%). Содержания Na_2O от вкрапленников Srx к их микролитам возрастают в диапазоне 0,4 – 2,8 мас.%. В редких и мельчайших зернах эгирин-авгитов из гавайитов содержания Na_2O достигают 5 мас.%. По геобарометру [Nimis, Ulmer, 1998] давление кристаллизации вкрапленников Srx (авгитов) заключено в интервале 2,4-7,5 кбар и соответствует, вероятно, этапу кристаллизации щелочно-базитовых расплавов в промежуточном магматическом очаге.

Эволюция составов полевых шпатов в гавайитах происходит в обычном для последовательной кристаллизации расплавов направлении с увеличением щелочности минералов. Редкие вкрапленники, субфенокристаллы и микролиты плагиоклазов представлены в центральных зонах лабрадорами и андезинами (An_{61-36} $Or_{1,3-4,9}$), которые сменяются в краевых зонах более кислыми андезинами и олигоклазами (An_{51-23} $Or_{1,9-10,0}$). В краевых зонах субфенокристаллов и среди микролитов определены анортотазовые составы (An_{21-11} Or_{14-31}) и К-Na полевые шпаты (Ab_{64-40} Or_{48-27}).

Магнетиты основной массы гавайитов отличаются высокой титанистостью (TiO_2 20-28 мас.%), для них характерны повышенные содержания Al_2O_3 (0,6-1,6 мас.%), MgO (0,8 1,9 мас.%) и ZnO (0,15-0,21 мас.%). Ильмениты пород также характеризуются повышенными содержаниями MgO (1,2 - 2,8 мас.%). Шпинели из включений во вкрапленниках ОI представлены хромпикотитами с содержанием Cr_2O_3 18-26 мас.%, Al_2O_3 13-26 мас.% и MgO 8-12 мас.%.

Среди интерстиционных выделений наиболее представительные составы нефелинов (Ne) имеют характеристики Ne_{81-68} Ks_{8-6} , а анальцимы отличаются от идеальных составов более высокими содержаниями Al_2O_3 (до 29 мас.%). В целом среди щелочных алюмосиликатов из интерстиций преобладают водосодержащие разности, представляющие собой твердые растворы в широком диапазоне составов. Общими для них являются высокая Na-щелочность (от 11 до 16 мас. % Na_2O).

Петрохимия, редкоэлементный и изотопный состав. К петрохимическим особенностям гавайитов следует отнести высокие концентрации TiO_2 , MgO и P_2O_5 при

умеренной глиноземистости пород (табл.). Коэффициент магнезиальности ($Mg\#$) гавайитов составляет 60,2-65,4. Лавы плато принадлежат к внутриплитному геохимическому типу ($Ba/Nb=9,6-11,8$) с высокими содержаниями HFSE компонентов (Nb, Ta). К характерным геохимическим особенностям пород следует отнести также повышенные содержания REE при их достаточно высокой степени фракционирования ($La_N/Yb_N=12,1-13,6$). По содержанию всех петрогенных и редких элементов гавайиты плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг соответствуют уровням их концентраций в одноименных породах других неогеновых вулканических объектов Прихубсугуля [Демонтерова и др., 2007]. На диаграммах распределения магматофильных элементов (рис. 4) гавайиты близки к среднему составу OIB и отличаются от него несколько более пониженными концентрациями Th, U, Zr, Hf и Y, а также слабо выраженными положительными аномалиями для Ba, Pb, Sr и K. Наблюдается вещественная стратификация вулканической толщи с появлением наиболее кремнекислых и обогащенных LLIE компонентами пород среди лавовых покровов верхних горизонтов плато. Это указывает на реализацию в магматической системе процессов дифференциации расплавов.

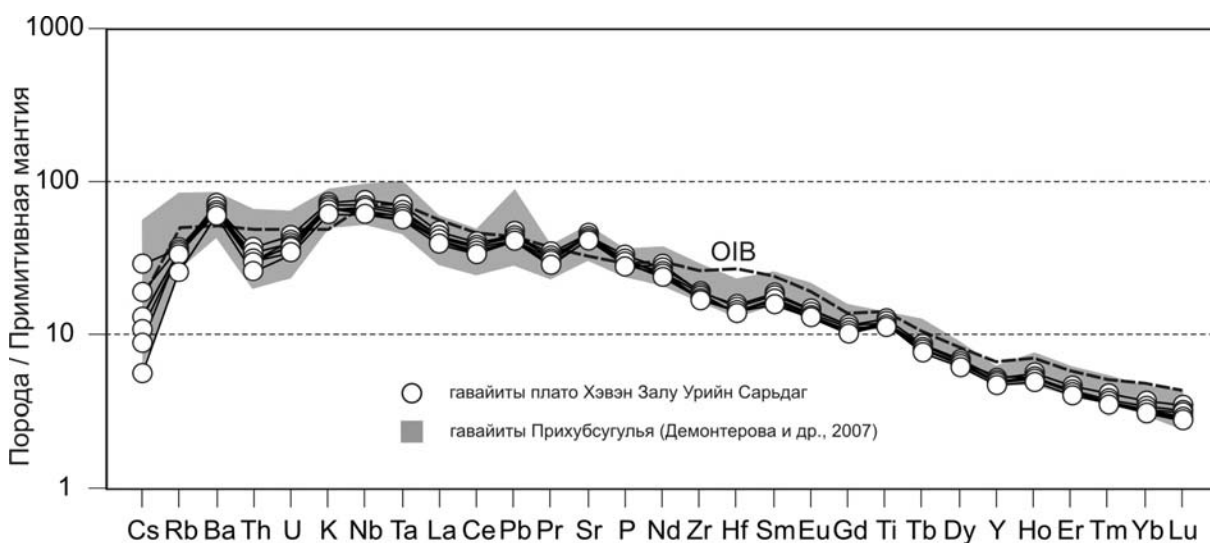


Рис. 4. Диаграмма распределения магматофильных элементов для гавайитов плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг. Содержания элементов нормированы на примитивную мантию по [Sun, McDonough, 1989].

Изотопные характеристики Sr и Nd для гавайитов плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг варьируют в диапазоне $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7043-0,7045, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0,51265-0,51285 (ϵNd от 0 до +4). Эти значения характерны для кайнозойских базальтов южной части Байкальской рифтовой зоны [Расказов и др., 2002] и не отличаются от изотопных характеристик других щелочно-базальтовых комплексов Прихубсугуля [Ivanov and Demonerova, 2009, submitted]. Прямой корреляции между $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $1/Sr$ не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии или незначительной роли процессов коровой контаминации щелочно-базальтовых магм.

Выводы. Гавайиты плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг соответствуют диапазону составов щелочно-базальтовых комплексов Прихубсугуля в южной части Байкальской рифтовой зоны. Образование щелочно-базальтовых магм плато происходило в мантии при давлениях ~20-25 кбар, а вариации их составов обусловлены процессами кристаллизационной дифференциации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 08-05-98100-р_сибирь_a, 08-05-90213-Монг_a, Интеграционных проектов СО РАН №№ 37, 142 и Программы Президиума РАН № 16 (Проект № 11).

Таблица Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в гавайитах плато Хэвэн Зулу Урийн Сарьдаг

№ обр.	3250	3252	3253	3254	3256	3257	3433
SiO ₂	48.09	46.67	47.95	48.32	49.03	47.30	49.32
TiO ₂	2.37	2.55	2.35	2.40	2.25	2.43	2.30
Al ₂ O ₃	14.60	14.29	15.09	15.08	15.09	15.08	15.07
Fe ₂ O ₃	2.43	3.70	1.79	2.36	3.39	2.64	1.48
FeO	8.44	7.54	8.80	8.26	7.36	8.80	8.80
MnO	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.15	0.14
MgO	8.70	8.69	8.36	7.87	7.67	8.06	7.39
CaO	8.21	8.34	8.22	8.18	7.99	8.05	8.05
Na ₂ O	3.88	3.33	3.51	3.58	3.92	3.32	4.03
K ₂ O	1.95	2.09	1.94	2.05	1.88	1.75	1.97
P ₂ O ₅	0.59	0.57	0.61	0.68	0.62	0.61	0.64
LOI	0.46	1.89	1.33	0.93	0.84	1.38	0.76
Сумма	99.87	99.82	100.09	99.86	100.18	99.55	99.96
Be	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8	1.7	1.8
Rb	20	22	21	22	21	15	21
Cs	0.22	0.61	0.28	0.39	0.18	0.12	0.27
Ba	417	451	420	431	471	398	441
Sr	820	916	865	879	911	835	877
Sc	19	18	19	18	17	16	19
Co	51	46	49	46	46	49	43
Ni	159	137	86	84	95	131	81
Cr	247	229	226	208	235	213	200
V	189	192	185	190	184	175	169
Pb	3.0	3.2	2.9	3.1	3.4	2.9	2.9
Cu	43	38	24	32	27	37	29
Zn	123	117	131	122	131	150	119
Ta	2.3	2.6	2.2	2.4	2.3	2.1	2.1
Nb	39.2	47.1	41.3	43.5	42.1	37.3	38.5
Zr	178	200	179	202	194	180	183
Hf	4.0	4.4	4.0	4.3	3.9	4.0	4.0
Th	2.34	2.94	2.39	2.74	2.46	2.04	2.39
U	0.78	0.89	0.82	0.81	0.75	0.67	0.70
La	26.4	30.7	27.8	28.9	28.8	25.2	26.8
Ce	57.7	66.9	61.8	64.1	62.3	56.4	59.5
Pr	7.46	8.77	7.98	8.28	7.91	7.16	7.63
Nd	30.9	36.1	32.7	34.2	32.2	29.7	31.2
Sm	6.62	7.54	6.92	7.33	6.97	6.37	6.81
Eu	1.97	2.26	2.03	2.20	2.11	1.98	2.04
Gd	5.48	6.28	5.77	6.22	6.08	5.65	5.71
Tb	0.75	0.86	0.79	0.84	0.85	0.80	0.81
Dy	4.14	4.65	4.25	4.52	4.45	4.37	4.31
Ho	0.73	0.83	0.79	0.78	0.79	0.77	0.77
Er	1.75	2.02	1.83	1.87	1.84	1.83	1.87
Tm	0.24	0.28	0.25	0.26	0.25	0.24	0.24
Yb	1.36	1.62	1.39	1.49	1.42	1.42	1.39
Lu	0.19	0.23	0.19	0.22	0.21	0.20	0.19
Y	18.6	20.0	19.5	20.5	19.0	19.0	18.6

Примечание. Петрогенные оксиды определялись в Института геохимии СО РАН методом XRF, разделение железа - методом титрования (аналитики: Климова А.К., Коваль Л.П.). Содержания редких элементов определялись методом ICP-MS (аналитики: Чувашова Л.А., Смирнова Е.В., Ложкин В.И.).

Список литературы

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 6. С. 554-565.

Гарваа Д., Энхээ Д., Тумур Б. и др. Отчет по проведению геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000. Листы М-57-V, VI, XI, XII. Улан-Батор, 1998. 295 с.

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В. и др. Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология, 2007. Т. 15. № 1. С. 93-110.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И. и др. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 12. С.1065-1079.

Albarede F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate // J. Geophys. Res., 1992, V. 97, № B7. P. 10997-11009.

Dixon E., Clague D.A., Wallace P., Poreda R. Volatiles in Alkalic Basalts from the North Arch Volcanic Field, Hawaii: Extensive Degassing of Deep Submarine-erupted Alkalic Series Lavas // J. Petrology, 1997. V. 38. № 7. P. 911-939.

Ivanov A.V., Demonterova E.I. Lithospheric and sublithospheric sources for Miocene basaltic volcanism in Hovsgol rift, Northern Mongolia // Intern. J. Earth Sci., 2009. submitted.

LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram // J. Petrology, 1986. V. 27. P. 745-750.

Nimis P.A., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contrib. Mineral. Petrol., 1998. V. 133. № 1-2. P. 122-135.

Putirka K. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth Sciences, 2005. V. 6. № 5. 14 p. Q05L08, doi:10.1029/2005GC000915.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society special publication № 2. Blackwell Scientific Publications, 1989. P. 313-346.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ КРИПТОВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

В.И. Черкашин, В.У. Мацапулин, А.Р. Юсупов, С.И. Исаков

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала, e-mail:dangeo@iwt.ru.

Кайнозойский вулканизм Восточного Кавказа, включая Дагестан, слабо изучен и его проявления до настоящего времени были известны только в южной части Республики. Вулканическая деятельность имеет важное значение в геологии того или иного региона своим влиянием на геодинамические процессы, минерало- и рудообразование и в целом на экологию окружающей среды [Каваленко и др., 2007]. Одна из характерных форм проявления вулканизма – вулканические пеплы соответствующего состава и возраста.

На Северном Кавказе проявления новейшего вулканизма выделяются в двух провинциях [Борсук, 1968; Лавёров и др., 2005; Каваленко и др., 2007] Большого Кавказа и Предкавказья в виде изолированных районов. В Терско-Сулакском краевом прогибе выделен Грозненский вулканический район, в котором установлено плейстоценовое извержение андезитов. В центральном сегменте большого Кавказа выделяются Эльбрусская и Казбековская вулканические области с проявлением липарит-андезит-дацитовой магмы различных фаций вплоть до туфов, туфолов и пеплов плейстоценового возраста. К Эльбрусской области отнесены Минераловодский, Чегемский, Эльбрус-Кюгенский районы. К Казбековской области – Казбекский, Джавский, Кельский районы с проявлениями кислого вулканизма от позднего плиоцена, плейстоцена и до голоцена.

На Восточном и Юго-Восточном секторах Большого Кавказа отмеченные выше авторы новейшего вулканизма не выделяют. В последнем кайнозойский вулканизм в виде широко развитых вулканических пеплов выделяет [Алиев, 1949]. На территории Дагестана вулканические пеплы отмечаются в работах [Ренгартен, 1927; Голубятников, 1940; Галин, 1962; Керимов, Эфендиев, 1976; Горбунова, 1966]. В Дагестане Л.И.Горбунова (1966) выделяет на границе нижнего и верхнего мела в районе с.с. Акуша, Мурада, Цудахар слой (0,1-0,15м) бледно-зелёной глины монтмориллонитового состава и обосновывает её образование за счет вулканического пепла. Г.К.Керимов и др. (1976) отмечают находки вулканических пеплов в отложениях позднего плиоцена-плейстоцена в Южном Дагестане. Ими же отмечаются монтмориллонитовые глины в четвертичных отложениях, формирование которых связывает с преобразованием вулканических пеплов.

Отмеченные выше авторы, которые занимались вулканическими пеплами, не находят признаков местного проявления вулканического материала (они просто не рассматривали имеющиеся у них данные в этом аспекте), а следовательно и вулканических процессов на территории (сочленения альпийского орогена Восточного Кавказа с Терско-Каспийским передовым прогибом) и считают, что вулканические пеплы привнесены с территории Юго-Восточного Кавказа и Южного склона Восточного Кавказа. Это являлось основанием считать территорию, расположенную севернее диабазовых поясов (Кახетинского и Казбекского), амагматической.

При проведении полевых работ по изучению морфоструктурных особенностей и терригенной минералогии чокрак-караганских отложений региона (2006-2007) мы впервые установили проявления вулканических пеплов в Буйнакском и Левашинском районах (центральный Дагестан) [Мацапулин и др., 2007; Черкашин и др., 2008]. В геологическом отношении район установления – структура Дагестанского клина, северные склоны Гимринского и Кулимеэрского хребтов, сложенные ниже- и верхнемеловыми карбонатными отложениями, перекрывающиеся к северу терригенными песчанно-глинистыми породами. И в частности, в местах находок вулканических пеплов – чокракскими кварцевыми, слабосцементированными песчаниками.

В последующее время (2008) нами были установлены проявления пеплов и продуктов, связанных с ними и в других районах Дагестана и более детально изучены ранее выявленные находки вулканических пеплов. То что мы установили проявления тефры в других районах Дагестана (центральном, западном), конечно, представляет большой интерес для геологии, но ещё больший интерес представляет впервые установленные признаки местного образования этих продуктов вулканизма в местах их находок. Это уже позволяет говорить о наличии

вулканизма на территории считавшиеся амагматичной. Установлено несколько площадей с проявлениями вулканизма (пеплов). Ниже мы их описываем.

Буйнакская площадь. Здесь установлен пласт вулканических пеплов мощностью до 1-1,5м, пепел белого и желтоватого цвета, залегающий на аллювиально-делювиальных отложениях древнечетвертичной (Q₁) речной террасы. В основании пласта пеплов и в его средней части отмечены образования в виде стяжений, желваков, в которых основная масса представлена мелкозернистым карбонатом, цементирующим обломочный материал магматических минералов (плагиоклазы, пироксены, слюда, кварц, аморфное вулканическое стекло и др.). Здесь вероятно пепловые частицы были смешаны с карбонатной магмой и этот расплав, застывая в потоке пепла, дал образования сходные со стяжениями типа лапиллей. Изотопный состав углерода и кислорода этих пород отличается от таковых верхне-нижнемеловых карбонатов, через которые проходили магматические процессы.

Вверх по течению водотока, в 3-4 км от проявления пеплов, установлены в обрыве борта проходящей здесь балки красноцветы. Они представляют собой рыхлый слабоокатанный материал (в основном обломки известняков с песчанно-гравийно-суглинистым наполнителем) пропитанный красноцветными (гематитовыми) растворами. Мощность их в своеобразном тальвеге древнего водотока составляет до 3-4м, по флангам к поверхности красноцветы выклиниваются и переходят в современный почвенный слой. В окрестностях этого проявления отмечаются современные красные, красноватые почвы на площади порядка 10га.

Мы считаем, что на этой площади и пеплы и красноцветы имеют единый магматический источник. Вначале происходило извержение пеплов, а затем стал функционировать термальный источник, растекаясь, он, сформировал современные проявления красноцветов. В них отмечается повышенное содержание марганца и кобальта.

Вторая площадь с проявлением вулканизма отмечена вблизи с. Н.Казанище. Здесь в чокракских песчаниках выделяется тектоническая зона, представленная взаимопересекающимися трещинами с небольшими смещениями блоков пород по ним. Мощность тектонических зон составляет до 0,1-0,2м. в них происходит отложение пеплового материала, глинистых и железистых пород. В этом же обнажении отмечены пласты нагнетания железистых и глинистых пород.

К северо-востоку от этого обнажения в песчаном карьере устанавливается Бугленская площадь, где проявлены процессы отложения пеплового материала в виде прожилков, трещинок, пластов. Отмечаются пласты нагнетания глинистых и железистых (гематитовых) пород.

Следующая площадь с вулканогенными проявлениями: пеплы, диатомиты, бентониты, спонголиты-трепела, окремнение известняков, трещины с сердоликом отмечены на Урминском плато. Мы считаем, что и в самом образовании Урминского прогиба участвовали вулканогенные процессы. Прогиб отнесен к вулканотектонической депрессии. На этой площади проявлены процессы образования пеплов в подводных условиях и на дневной поверхности. В подводных условиях происходило повышение концентрации кремнезема, что способствовало образованию диатомитов, спонголитов, трепелов и др.

В бассейне р. Рубасчай нами установлено в ачкагельских отложениях проявление, в котором травертины тесно перемежаются с вулканическим пеплом. Здесь ярко выражена тесная связь пеплов с карбонатными источниками. К северу от этого проявления, на некотором расстоянии происходит разделение пеплов и травертина. Здесь отмечен только пласт пеплов мощностью до 0,3-0,4м.

Таким образом, мы привели характерные площади с проявлениями вулканогенных процессов на территории Дагестана. Всего же в регионе, с учетом предшествующих данных, установлено порядка двадцати проявлений пеплов с сопутствующими процессами – карбонатизацией, силицитизацией, образованием пластов нагнетания глинистых и железистых (гематитовых) пород, формированием образований с карбонатной магмой. Предполагается установление и других, новых площадей с проявлениями подобных процессов.

Особенностью всех этих вулканогенных образований является отсутствие связи магмы с дневной поверхностью. Мы видим только вулканогенные пеплы и предполагается незначительный вынос карбонатной магмы (Буйнакская площадь) в самый поздний этап вулканического процесса. Последний сопровождается образованием железистых, глинистых пород, в виде пластов нагнетания, переобразованием пеплов в подводных условиях в бентониты, цеолиты. Вулканогенные процессы сопровождаются выносом кремнезема и

углекислоты. Вулканогенные процессы, при которых отсутствует связь магмы с дневной поверхностью [Ветренников, 1974], относятся к криптовулканизму, в нашем случае это криптовулканизм I типа, имеющей самостоятельное значение. Проявления криптовулканизма отмечаются на территории Европы и США.

Список литературы

- Алиев А.Г.** Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, 1949. 311 с.
- Борсук А.М.** Кайнозойский магматизм. Геология СССР, Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. С. 539-545.
- Ветренников В.В.** Криповулканы – особый тип вулканических структур. Ассоциация вулканогенных пород и вулканические структуры. Тр. Института геологии и геофизики, Сибирское отделение АН СССР, вып. 75, 1974. С. 104-106.
- Галин В.Л.** Лито-фациальная характеристика плиоценовых отложений Южного Дагестана // Тр. Грозненского Нефтяного Института, №26. Грозный, 1962. С.130-145.
- Голубятников В.Д.** Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Госгеолиздат., Л., 1940, М., 202с.
- Горбунова Л.И.** Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана // Литология и полезные ископаемые. 1966. № 2, С. 126-130.
- Керимов Г.К., Эфендиев И.Э.** О распределении и генезисе глинистых минералов в осадочных формациях Дагестана.// Литология и полезные ископаемые, 1976. № 6. С. 128-136.
- Лавёров И.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А.** и др. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Мацапулин В.У., Юсупов А.Р.** Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, 2007. №2. С. 98-104.
- Ренгартсен В.П.** Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана // Изв. Геологического комитета, XLVI, 1927. С.76-88.
- Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р.** Плиоцен-четвертичный вулканизм Восточного Кавказа (Дагестан) // В сб. научных трудов, №52, Геология и нефтегазоносность юга России, Махачкала, 2008. С. 22.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЮЖНО-ИКЭНСКОГО РАССЛОЕННОГО ПОКРОВА БАЗАЛЬТОВ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

А.Я. Шевко, М.П. Гора, А.А. Лапковский

Институт геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН), Новосибирск,
e-mail: sp@uiggm.nsc.ru

Расслоенные покровы базальтов с дендритовидными мегакристаллами оливина, клинопироксена или плагиоклаза среди эффузивных траппов Сибирской платформы представляют собой уникальные геологические образования. Известно всего несколько таких покровов: Микчандинский [Додин, Голубков, 1971], Кета-Ирбинский, Глубокоозерский (г.Сундук) [Кавардин, 1988], Южно-Икэнский [Шевко, Гора, 2008]. В геологической литературе достаточно хорошо охарактеризованы состав и строение покровов г. Сундук и Микчандинского [Рябов и др., 2000]. Южно-Икэнский расслоенный покров изучен слабо и данных о его составе нет. В данной публикации мы хотим восполнить этот пробел и охарактеризовать особенности минералогического состава слагающих его пород.

Южно-Икэнский покров располагается в бассейне одноименной реки и стратиграфически приурочен к верхней части туклонской свиты [Шевко, Гора, 2008]. Покров имеет мощность порядка 35-40 м и по фрагментарным коренным выходам прослежен нами на расстоянии 700 м. К краевым частям покрова его мощность уменьшается и, судя по отсутствию его проявлений в обнажениях, покров выклинивается.

В кровле и подошве покрова залегают оливинофировые базальты. Это серые массивные мелкозернистые породы с микропорфировыми выделениями оливина и призматическизернистой структурой основной массы, сложенной плагиоклазом, клинопироксеном и ильменитом. Идиоморфные кристаллы оливина, как правило, нацело замещены, их размеры достигают 0,6-0,7 мм, а содержание - около 5-7 % объема породы. Видимая мощность оливинофировых базальтов составляет 7-9 м, контакты задернованы.

Средняя часть покрова имеет полосчатое строение. Мощность этой зоны составляет от 15 до 20 м. Полосчатость определяется переслаиванием оливинофировых базальтов и горизонтов с дендритами клинопироксена. Некоторые особенности взаимоотношений этих горизонтов можно видеть на фотографиях шлифованных шлифов (рис. 1). Границы слоев довольно резкие, отчетливые, без следов закалки. Южно-Икэнский покров имеет плохую обнаженность, и его строение было реконструировано по фрагментарным коренным обнажениям. В связи с этим не удалось подсчитать сколько горизонтов с дендритами клинопироксена содержит расслоенная часть покрова. Максимальное их количество, встреченное в одном обнажении, равнялось трем. Мощность их снизу вверх составляет, соответственно, 6, 10 и 18 см. Наблюдаемые взаимоотношения и мощности горизонтов разного состава и текстурного облика позволяют предполагать, что истинное их количество превышает эту цифру.

Горизонты с дендритовидными кристаллами клинопироксена имеют мощность от 1 до 28 см. Дендриты клинопироксена ориентированы снизу вверх перпендикулярно границе слоев. В маломощных слоях это, как правило, серия призматических кристаллов, веерообразно растущих вверх, а в более мощных слоях перистые кристаллы клинопироксена нарастают друг на друга, ветвятся и формируют древовидные образования. Состав дендритовых кристаллов выдержанный и мало меняется от начала дендрита к его окончанию и от слоя к слою, он отвечает авгиту $Wo_{36-40}En_{49-52}Fs_{10-11}$. Затравками, с которых начинается рост мегакристаллов клинопироксена, является оливин. Мелкозернистая основная масса между дендритами сложена лейстами плагиоклаза $Ab_{20-35}Or_{1-2}An_{64-79}$, мелкими зернами клинопироксена (авгита $Wo_{37-44}En_{45-51}Fs_{10-13}$ и пижонита $Wo_8En_6Fs_{26}$) и призматическими кристаллами ильменита с содержанием MgO 2,4-4,1 мас.%, иногда отмечаются единичные кристаллы оливина и зерна пирита. В некоторых случаях в основной массе между дендритами проявлена полосчатость и трахитоидность по плагиоклазу. При этом наблюдается подгибание вверх полос и лейст плагиоклаза так, будто они раздвигаются растущими вверх дендритами. Ассоциация минералов, слагающих один из таких горизонтов мощностью 18 см, приведена в таблице 1.

Оливинофировые базальты, которые вмещают горизонты с дендритами в средней расслоенной части покрова, имеют мощность от 4 см до 1-3 м и содержат переменное

количество оливина и сферокристаллов клинопироксена, что определяет разнообразный текстурный и структурный облик пород (см. рис.1). Содержание порфириковых выделений

Таблица 1. Состав минералов из дендритового горизонта.

	Клинопироксен					Плагиоклаз			Ильменит		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	54,17	54,11	53,07	52,26	53,05	47,93	49,54	49,90	-	-	-
TiO ₂	0,80	0,27	0,40	0,36	0,29	-	-	-	51,82	45,65	46,24
Al ₂ O ₃	-	1,45	2,30	2,19	1,67	32,50	31,37	31,20	0,04	0,07	0,08
FeO	16,18	6,55	6,57	6,14	6,38	0,61	0,62	0,66	43,75	48,92	47,46
MnO	0,40	0,18	0,17	0,16	0,17	0,00	0,00	0,00	0,37	0,43	0,44
MgO	24,01	18,11	17,43	17,36	17,99	0,07	0,10	0,07	3,19	2,43	2,75
NiO	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,02	0,01
CaO	3,83	19,01	18,71	19,36	19,05	15,94	14,62	14,33	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	0,01	0,00	0,01	-	-	-
Na ₂ O	-	0,16	0,20	0,20	0,18	2,22	2,93	3,17	-	-	-
K ₂ O	-	0,02	0,02	0,02	0,03	0,13	0,17	0,24	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,06	0,52	0,71	0,74	0,51	-	-	-	0,15	0,12	0,14
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	0,46	0,44	0,47
Сумма	99,46	100,39	99,57	98,78	99,32	99,41	99,35	99,58	99,82	98,08	97,59
Wo	8	38	39	40	39						
En	67	51	50	50	51						
Fs	26	11	11	10	10						
Ab						20	26	28			
Ort						1	1	1			
An						79	73	70			

Примечание. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-Micro, аналитик О.С. Хмельникова. - элемент не анализировался, 1 – зерно в основной массе, 2, 3 – дендрит; 4, 5 – мелкие зерна между дендритами; 6 – мелкая лейста, включенная в дендритовый кристалл; 7, 8 – лейсты между дендритами; 9-11 – призматические кристаллы в основной массе. 3, 5-7, 9 – нижняя часть горизонта; 1, 2, 4, 8, 10, 11 – средняя часть.

оливина может варьировать в очень широких пределах – от 1-2 до 10-15%, а в отдельных случаях до 30-40% с образованием маломощных горизонтов пикритовых базальтов. Состав оливина изменяется внутри слоя и от горизонта к горизонту незначительно – Fo₆₈₋₇₅. Крупные (2-3 мм) порфириковые выделения оливина содержат включения кристаллов хромшпинелида, имеющего следующий состав (в мас.%): TiO₂ 1,9-2,7; Al₂O₃ 16,4-20; FeO 34,5-38,5; MnO 0,15-0,21; MgO 5,5-6,4; NiO 0,04-0,09; Cr₂O₃ 30,7-35,8; V₂O₅ 1,2-1,5. Кристаллы оливина и их скопления часто обрастают перистыми кристаллами клинопироксена с образованием сферокристаллов. Размер сферокристаллов изменяется от первых миллиметров до 3-4 см, а их количество в породе может варьировать от единичных до агрегата из слипшихся между собой сферокристаллов. Кристаллы клинопироксена, участвующие в формировании сферокристаллов, представлены авгитом и по составу (Wo₃₈En₅₁Fs₁₁) идентичны минералу из дендритовых горизонтов. Часто можно наблюдать в одном горизонте оливинофириковых базальтов постепенные переходы между слоями, обогащенными пироксеновыми сферокристаллами и практически лишенными таковых, либо чередование слоев с крупными (до 3-4 см) и мелкими (от 0,5 до 1-2 см) сферокристаллами. В некоторых случаях наблюдается постепенное увеличение диаметра сферокристаллов снизу вверх в одном горизонте от 0,5 до 3 см. Основная масса оливинофириковых базальтов имеет долеритовую и пойкилоофитовую структуру. Пироксен встречается не только в виде ойкокристаллов, но и в виде призматических кристаллов и мелких зерен в основной массе. Состав всех структурных разновидностей клинопироксена укладывается в узкий диапазон Wo₃₇₋₄₁En₄₉₋₅₃Fs₁₀₋₁₁. Помимо авгита, в основной массе оливинофириковых базальтов в виде небольших призматических зерен присутствует пижонит Wo₇₋₁₀En₆₇₋₇₀Fs₂₂₋₂₅. Плагиоклаз образует крупные зональные кристаллы и мелкие

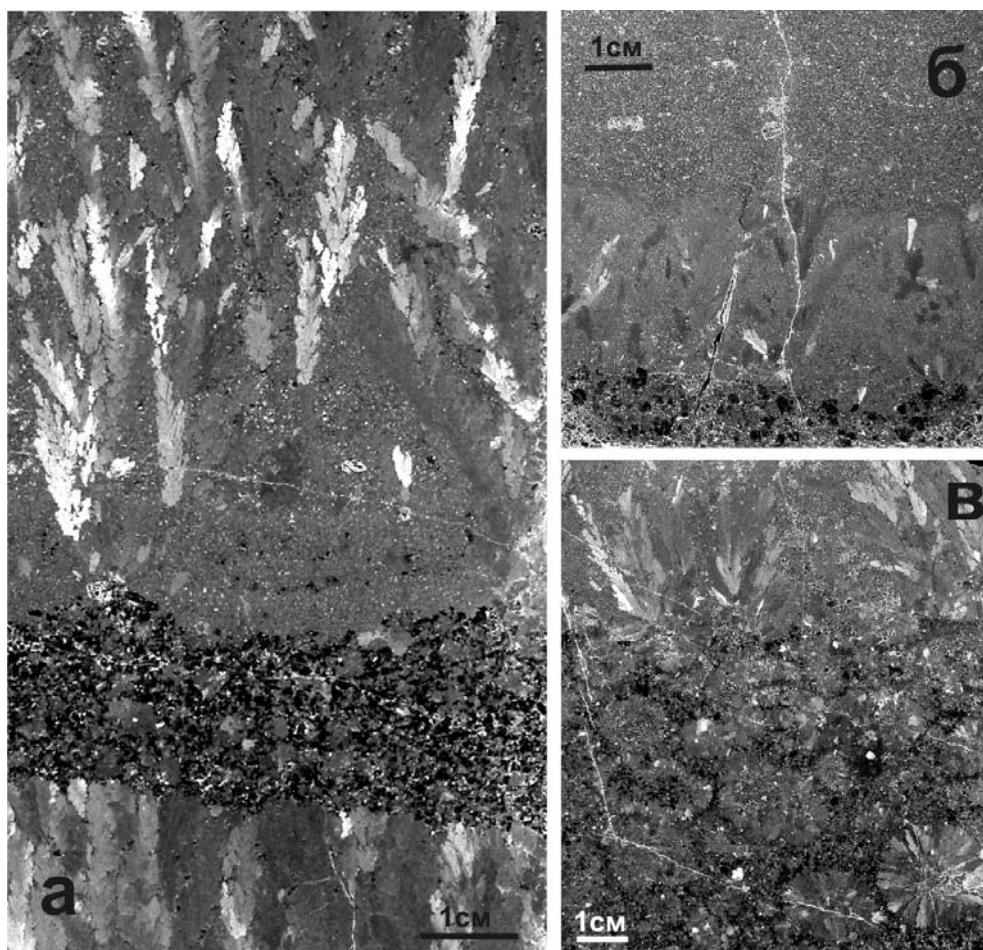


Рис. 1. Характер взаимоотношений базальтов в расслоенной части Южно-Икэнского покрова. а – прослой оливинофирового базальта с мелким сферокристаллами клинопироксена между двумя дендритовыми горизонтами; б – горизонт дендритов в оливинофировом базальте с различным содержанием оливина сверху (< 5% оливина) и снизу (35% оливина); в – оливинофировый базальт с крупными сферокристаллами клинопироксена в основании дендритового прослоя.

лейсты и представлен битовнит-лабрадором $Ab_{18-36}Or_{1-2}An_{62-81}$. При этом наиболее основной плагиоклаз проанализирован в центре крупных таблитчатых кристаллов. Акцессорные минералы представлены призматическими и игольчатыми кристаллами ильменита, в котором содержится от 2,8 до 6 мас.% MgO. Кроме того, встречаются мелкие выделения пирита и халькопирита. В таблице 2 представлена ассоциация минералов в одном из горизонтов оливинофировых базальтов со сферолитами клинопироксена мощностью 16 см.

Микронзондовое определение состава минералов показало сходный состав всех породообразующих минералов и особенностей его изменения в ходе кристаллизации и в горизонтах оливинофировых базальтов, и в слоях с дендритами клинопироксена, что свидетельствует о едином исходном расплаве. Петрографическое изучение взаимоотношений породообразующих минералов в базальтах Южно-Икэнского покрова позволяет считать, что порядок выделения минералов в базальтах был следующим: хромит – оливин – плагиоклаз – сферокристаллы и дендритовидные кристаллы клинопироксена – авгит и пижонит основной массы – ильменит. Хромит и фенокристаллы оливина образовались в магматическом очаге. На поверхность изливался уже расслоенный расплав с чередованием слоев, в различной степени обогащенных оливином и слоев, где оливин практически отсутствует, о чем свидетельствуют резкие границы между слоями без закалочных структур. Расслоение произошло, по всей видимости, в ходе подъема расплава на дневную поверхность. Рост пироксеновых сферолитов в оливинофировых базальтах идет вокруг кристаллов оливина. В дендритовых горизонтах кристаллизация клинопироксена также начинается на затравках оливина из подстилающих горизонтов оливинофировых базальтов.

Таблица 2. Состав минералов из оливинофирового базальта со сферолитами клинопироксена.

	Оливин			Клинопироксен					Плагиоклаз			Хромит		Илм	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	38,40	38,10	38,01	54,85	53,04	52,64	52,81	52,82	53,45	49,07	52,70	50,91	-	-	-
TiO ₂	0,03	0,03	0,09	0,26	0,32	0,34	0,36	0,31	0,25	-	-	-	2,48	2,70	53,34
Al ₂ O ₃	-	-	-	0,69	1,79	1,98	2,21	1,71	1,58	31,56	29,34	30,26	16,35	17,97	0,00
FeO	22,54	24,55	23,53	13,87	6,66	6,64	6,35	6,58	6,13	0,48	0,63	0,51	38,14	38,48	40,90
MnO	0,31	0,33	0,34	0,35	0,17	0,19	0,17	0,19	0,19	0,00	0,00	0,00	0,20	0,19	0,43
MgO	38,29	36,89	37,12	25,54	17,82	17,72	17,51	17,80	18,41	0,09	0,11	0,07	5,78	6,10	4,90
NiO	0,05	0,06	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,04	0,07
CaO	0,30	0,26	0,28	4,07	18,69	18,71	18,83	18,88	18,87	15,03	12,59	13,60	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,01	0,03	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	0,05	0,18	0,18	0,20	0,16	0,17	2,76	4,11	3,53	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,16	0,33	0,28	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,06	0,50	0,55	0,66	0,47	0,49	-	-	-	32,71	30,99	0,13
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,36	1,44	0,40
Сумма	99,92	100,25	99,45	99,77	99,20	98,98	99,11	98,95	99,56	99,16	99,81	99,19	97,08	97,91	100,18
Fo	75	73	74												
Fa	25	27	26												
Wo				8	38	38	39	39	38						
En				70	51	51	50	51	52						
Fs				22	11	11	11	11	10						
Ab										25	36	31			
Ort										1	2	2			
An										74	62	67			

Примечание. 1-2 – центр и край крупного кристалла; 3 – кристалл с включением хромшпинелида (13, 14); 4 – небольшое зерно в основной массе; 5-7 – дендритовый кристалл из «короны» вокруг оливина, основание – средняя часть – окончание; 8 – ойкокристалл; 9 – крупный призматический кристалл; 10-11 – центр и край крупной лейсты; 12 – мелкая лейста в дендрите пироксена (5-7); 13-14 – центр и край кристалла; 15 – призматический кристалл. 1-8, 12-15 – нижняя часть горизонта; 9-11 – верхняя часть.

После формирования контактовых зон, представленных оливинофировыми базальтами с призматическизернистой структурой основной массы, началась кристаллизация средней, расслоенной части покрова. При этом формирование сферокристаллов и дендритовидных кристаллов клинопироксена определялось условиями кристаллизации расплава. Для этого необходимы определенные соотношения скорости охлаждения расплава и изменения градиента температуры на фронте кристаллизации. Такие условия возникают, когда градиент температуры охлаждаемого расплава меньше градиента температуры ликвидуса и перед фронтом кристаллизации формируется область концентрационного переохлаждения [Черепанов, Шарапов, 1992].

Список литературы

- Додин Д.А., Голубков В.С.** О дифференцированном покрове базальтов на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район) // Докл. АН СССР, 1971. Т. 198. №2. С.403-407.
- Кавардин Г. И.** Коматиитовые лавы Имангдинского никеленосного района // Геохимия и минералогия рудных формаций Норильского региона. Ленинград, Наука, 1988. С. 83-87.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района. Т.1. Петрология траппов. Новосибирск, Изд-во Нонпарель, 2000. 408 с.
- Черепанов А.Н., Шарапов В.Н.** К термодинамике кристаллизационной зональности в магматических телах // Докл. АН СССР, 1992. Т. 326. № 6. С. 1022-1025.
- Шевко А.Я. Гора М.П.** Особенности распространения и состава дифференцированных покровов высокомагнезиальных базальтов северо-запада Сибирской платформы // Петрология литосферы и происхождение алмаза: Тез. докл. Междунар. симпозиума, посвящ. 100-летию со дня рождения акад. В.С. Соболева, Новосибирск, 5-7 июня 2008 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 114.

АРЕАЛЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЮРСКО-МЕЛОВОГО БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АРКТИКИ

Э.В. Шипилов¹, Ю.В. Карякин²

¹Мурманский морской и биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, e-mail: ship@polarcom.ru

²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yukar@ginras.ru

В пределах континентальных окраин Арктики известно три обособленных ареала проявления юрско-мелового базальтоидного магматизма [Шипилов, 2004; 2008; Шипилов, Карякин, 2008; 2009]: Баренцевоморский, Свердрупский (Канадский Арктический архипелаг) и архипелага Де-Лонга (шельф Восточно-Сибирского моря).

Наиболее обширным является Баренцевоморский ареал, получивший распространение в границах одноименной континентальной окраины. Он охватывает архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (где изучался авторами в процессе полевых работ в течение последних несколько лет по Программе Международного Полярного года) и прилегающий к ним шельф. По результатам нашей интерпретации морских геолого-геофизических данных базальтоидные интрузии насыщают разрез терригенных отложений и в плане прослеживаются в виде языка далеко на юг вдоль Восточно-Баренцевской троговой системы. На сейсмических разрезах достаточно отчетливо наблюдается, как с юга на север, полоса интрузивных базальтоидных тел занимает все более высокие стратиграфические и гипсометрические уровни в разрезе осадочного чехла (от пермско-триасового до нижнемелового), вплоть до выхода на экзарационную поверхность дна моря на шельфе архипелага Земля Франца-Иосифа. В пределах самого архипелага наблюдаются хорошо сохранившиеся в рельефе гривы даек (к тому же отчетливо читаемые на космоснимках), а также покровы и потоки, и, кроме того, в многочисленных обнажениях (в том числе и Шпицбергена) – силлы, частые пластовые тела которых вскрыты скважинами, а нередко венчают разрезы и бронируют отложения от размыва. Все это дает основание говорить о том, что наиболее активные центры мантийного диапиризма и связанного с ним магматизма располагались в границах архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего к нему шельфа. Таким образом, всплывающий здесь плюм привел к куполообразному подъему литосферы архипелага и его растрескиванию и поддержанию в приподнятом состоянии в течение около 100 млн. лет. При этом сформировались две отчетливо проявляющиеся системы разломов – северо-западная и северо-восточная по которым получили развитие дайковые тела базальтоидов. Есть основания считать, что к этим системам нарушений приурочены и вулканические центры различных типов.

Проведенные нами реконструкции [Шипилов, Карякин, 2008; 2009] показывают, что ареалы базальтоидного магматизма трех указанных выше окраин в юрско-раннемеловое время являлись составными частями единой большой магматической провинции – “LIP”. В каких геодинамических обстановках проявлялись рассматриваемые магматические события приведшие к формированию этих ареалов и в целом провинции магматизма?

Юрско-меловое время определяет формирование наиболее обширного океанического бассейна Арктики – Канадского. Разломная зона, по которой произошел откол композиции блоков Новосибирско-Чукотского и Арктической Аляски от Северной Америки и в дальнейшем трансформированной в осевой спрединговый центр, располагалась субпараллельно условному осевому центру Южно-Аньюского (или Протоарктического по некоторым авторам) океана. Раскрытие Канадского бассейна носило полициклический характер и сопровождалось широким проявлением ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма на континентальных окраинах. В этой связи в эволюции становления бассейна можно выделить несколько фаз, основываясь на полевых наблюдениях (2006-2008 гг) и лабораторных определениях возраста и состава магматических комплексов архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Шпицберген [Карякин и др., 2008; 2009; Карякин, Шипилов, 2008; Simonov et.al., 2008] и опубликованных данных по юрско-меловому магматизму Арктики [Шипилов, 2004; 2008].

Первая фаза обусловлена началом действия всплывающего плюма повлекшим первоначальный раскол литосферы, внедрение и излияние первых порций базальтоидного

магматизма и процессы континентального рифтинга в Арктике («неудачная» попытка раскрытия Канадского бассейна). По нашим определениям [Карякин, Шипилов, 2008] наиболее древняя датировка возраста платобазальтов – $189,1 \pm 11,4$ млн. лет обнаруживается на о-ве Гукера (ЗФИ). Видимо именно это событие было причиной развития линейной зоны Северно-Чукотского бассейна с накоплением юрско-меловых отложений значительной мощности.

Реконструкции показывают, что зона раскола упиралась в Баренцевскую палеоокраину с еще входящими в ее состав блоками будущих хребтов Альфа и Ломоносова [Шипилов, Карякин, 2008; 2009]. В этой связи следует заметить, что геофизические данные указывают на присутствие магматических тел в хребтах Ломоносова и Альфа.

Вторая фаза (аален-бат-титон) знаменуется последовавшим образованием расширенных полуграбенов и грабенов, субпараллельных первоначальному расколу, сформировавшихся на окраинах Восточно-Сибирского и Чукотского морей и арктической окраины Аляски, блоки которых еще находились в соприкосновении с Северной Америкой. Одновременно закладывалась зона будущей Свердрупско-Новосибирской трансформы. В течение этого отрезка времени образовался наиболее обширный ареал базальтоидного магматизма объединяющий области Свердрупского бассейна (Канадский Арктический архипелаг), о-ва Де-Лонга, архипелаги Шпицберген, ЗФИ и прилегающие к ним районы Баренцевоморской окраины. Одним из центров магматической активности в этом ареале являлся район ЗФИ. Большинство датировок возраста базальтов (силлов и покровов) этой фазы магматизма (включая архипелаги Де-Лонга и Шпицберген, Баренцевскую окраину, Свердрупский бассейн) дают значения около 150 млн лет. На о-ве Земля Александры (ЗФИ) нами зафиксировано значение возраста базальтового покрова $156,5 \pm 7,5$ млн лет [Карякин, Шипилов, 2008]. С этими событиями связаны не только проявления базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, но и морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса. Следует подчеркнуть, что по вещественному составу базальты первой и второй фаз достаточно близки между собой и разительно отличаются от базальтов третьей фазы [Карякин и др., 2008; 2009; Карякин, Шипилов, 2008].

Третья фаза. В раннемеловую эпоху (около 140 млн. лет) стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана. Рифтинг перерастает в спрединг с аккрецией меловой океанической коры. Сопутствующий базальтоидный магматизм концентрируется на вновь образовавшихся континентальных окраинах окружающего раскрывающийся Канадский бассейн. Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок начал удаляться от Канадского Арктического архипелага, скользя вдоль Свердрупско-Новосибирской трансформы. В пределах Баренцевоморского региона переход к открытию Канадского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев («баженитов») грубозернистыми регрессивными «вельдскими» фациями раннего мела. Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую окраину через отмеченную трансформу, вдоль которой сосредотачиваются проявления базальтоидного магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития Канадского океанического бассейна. Радиологические возраста базальтов для этой фазы развития в пределах окраин Арктики дают значения в интервале 139-123 млн. лет. Наши определения возраста базальтовой дайки на о-ве Хейса (ЗФИ) дали значение $125,2 \pm 5,5$ млн. лет [Карякин и др., 2008; 2009; Карякин, Шипилов, 2008]. Результаты выполненных нами исследований [Simonov e.a., 2008] показали, что генерация первичных расплавов базальтов дайки о-ва Хейса происходила в более глубоких условиях (около 110 км) и при высокой температуре магмогенерации 1600°C , чем первичных расплавов базальтов о-ва Земли Александры (75-100 км, $1450-1550^\circ\text{C}$, соответственно). Это свидетельствует о вскрытии, в результате деструкции и растяжения литосферы на данной фазе развития, более глубоких уровней магмогенерации, чем на этапе первоначального раскола литосферы в преддверии образования Канадского бассейна, что хорошо согласуется с рассматриваемыми геодинамическими реконструкциями. Вместе с тем происходит закрытие Анюй-Ангаючамского океана с образованием Южно-Анюйской офиолитовой сутуры.

В это время на Баренцевской палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний контролирующих, с одной стороны, проявления базальтоидного магматизма, а с другой – ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются в рельефе

дна моря и аномальном магнитном поле. Созданная, в рассматриваемый промежуток времени, система палеоструктур растяжения на Баренцевской окраине, находящаяся на продолжении спредингового центра Канадского бассейна, во многом напоминает ситуацию с хребтом Гаккеля в области его взаимодействия с рифтовой системой Лаптевоморской окраины.

Активный базальтоидный магматизм, судя по определениям радиологического возраста, продолжался на континентальных окраинах Арктики и в интервале от 110 до 100 млн. лет, после чего спрединговый центр Канадского бассейна теряет способность генерировать океаническую кору и в диапазоне 95-80 млн. лет окончательно прекращает свою деятельность. Заключительные всплески магматической активности этого времени зафиксированы на одном из эскарпов хребта Альфа. Однако не исключено, что этот эпизод магматизма связан с зарождением бассейна Макарова.

Таким образом, рассматриваемый этап и его геодинамические преобразования связываются с всплытием Баренцевско-Амеразийского суперплюма, а затем разделением его на ряд функционирующих апофиз. Следствием этого сценария развития является образование обширного ареала юрско-мелового магматизма или «большой магматической провинции». После раскола литосферы и дезинтеграции рассматриваемой области на блоковые структуры, проявления магматизма (благодаря апофизам суперплюма) в пределах образовавшихся окраин сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры Канадского бассейна.

Практическое следствие состоит в том, что в ареале базальтоидного магматизма расположены такие крупные месторождения УВ Восточно-Баренцевского мегабассейна как Штокманское, Ледовое и Лудловское. Это дает основание считать, что преобладающий фазовый состав флюидов указанных месторождений и их громадный по запасам потенциал во многом определялся влиянием процессов плюмового магматизма, в отличие от других нефтегазоносных структур Баренцевского региона.

В заключении отметим, что все этапы геодинамического становления Арктики и ее континентальных окраин в той или иной степени были обусловлены соответствующими разновозрастными плюмовыми событиями. На позднепермско-триасовом этапе это был Сибирский плюм [Добрецов, 1997], на юрско-меловом – Баренцевско-Амеразийский, на кайнозойском – протоИсландский. Описанные выше проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции, а затем и распада континентальной литосферы вегенеровской Пангеи в Арктике [Шипилов, 2004; 2008]. И если первый из этапов тектономагматической активности (пермско-триасовый, относительно кратковременный) не привел к полному разрыву сплошности континентальной литосферы, то последующие два привели к молодому океанообразованию в Арктике. Отмеченные этапы тектономагматической активизации нашли вполне очевидное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях, палеофациальных условиях осадконакопления окраин и составе продуктов магматической деятельности. Особо показателен в этом отношении юрско-меловой отрезок времени, когда была сформирована обширная провинция юрско-мелового плюмового платобазальтового магматизма Арктики. Характерно, что проявления магматизма в пределах арктических окраин в позднем мезозое и кайнозое, и в дальнейшем, после каждого очередного раскола континентальной литосферы и дезинтеграции ее на блоковые структуры и микроконтиненты, сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры.

Работа подготовлена выполнена в рамках тематики Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16.

Список литературы

Добрецов Н.Л. Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН, 1997. Т. 354. № 2. С. 216-219.

Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Склярлов Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли. Т. 1. М.: ГЕОС. 2009. С. 257-263.

Карякин Ю.В., Симонов В.А., Склярлов Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы Международной

Научной Конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики». М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 160-164.

Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т.1. М.: ГЕОС. 2008. С. 389-393.

Шипилов Э.В. Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // ДАН, 2003. Т.393. №3.

Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника, 2004. № 5. С. 26-52.

Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника, 2008. № 2. С. 32-54.

Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН, 2005. Т. 402. № 3. С. 375-379.

Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики, 2008. Т.2. М.: ГЕОС. С. 475-481.

Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Основные этапы геодинамической эволюции Арктического океана в мезозое и кайнозое // Геология полярных областей Земли. Т. 2. М.: ГЕОС. 2009. С. 311-320.

Simonov V.A., Karyakin Yu.V., Kovyazin S.V., Shipilov E.V. Physic-chemical parameters of plateau basalt magmatism of the Archipelago Franz Joseph Land (data on melt inclusions) // Lithosphere Petrology and origin of diamond: Abstracts of International Symposium Dedicated to the 100th birthday of Academician V.S. Sobolev. Novosibirsk: Publishing House of SB Branch, 2008. P. 211.

АПОПЕПЛОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ СТРУКТУРНОГО ТИПА ОСТРОВНЫХ ПАЛЕОДУГ

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, e-mail: bivmyrzb@mtu-net.ru

Обсуждение заявленной проблемы основано на материалах изучения вулканогенно-осадочных формаций, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Для вертикального формационного ряда предостроводужных палеозон характерны турбидитно-гемипелагические флишоидные формации с горизонтами апопепловых метасоматитов, которые сформировались субсинхронно с вулканическими комплексами.

Наиболее типично флишоидные комплексы преддуговых палеозон представлены в восточной части п-ова Шмидта. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу развития геодинамической пары островная дуга-желоб. Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Наблюдается чередование пород трех рангов: тонкое (1-2 мм), среднее (3-5 мм) и толстое (10-25 мм). Песчаники в ритмичных пачках мелкозернистые, часто с параллельной слоистостью. Пачки мощностью от 1-7 до 20-30 м сочетаются с горизонтами средне-мелкозернистых песчаников мощностью от 0,35 до 2,5 м, реже до 4,0 м, как массивных, так и слоистых, в том числе градационнослоистых. Характерны многослой турбидитов АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели. В разрезе многократно повторяются прослой измененных тонких кристалло-витрокластических туфов или апопепловых метасоматитов мощностью от 5-10 см до 2,5-3,0 м. Они чаще всего имеют линзовидную форму.

Апопепловые метасоматиты внешнего склона приматериковой Тайгоносской дуги изучены в разрезах верхнеюрско-валанжинских отложений мялекасынской свиты п-ова Мамет (обр. 193/87) и р. Таловки Пенжинского хребта (обр. 319/90). Для минеральных ассоциаций этих пород характерно сочетание кварца с гейландитом, хлоритом и гидрослюдой, реже смектитом и корренситоподобным минералом (табл. 1).

Апопепловые метасоматиты приокеанической дуги ранней стадии развития установлены в сеноман-туронских отложениях п-ова Шмидта на Сахалине и в маастрихт-палеоценовых флишоидных комплексах о-ва Карагинский Восточной Камчатки (обр. 516/89, 517/89) (см. табл. 1). Для этих пород характерны ассоциации кварца с альбитом, хлоритом и гидрослюдой. Минеральные ассоциации апопепловых метасоматитов, представлены в отложениях преддуговой палеозоны поздней стадии развития приокеанической дуги, судя по кампан-палеоценовым отложениям хребта Северный Кумроч, состоят преимущественно из кварца с ломонтитом или анальцитом в зависимости от глубины залегания на внешнем островодужном склоне (табл. 2, 3).

Детально разрезы вулканогенно-осадочных комплексов развитой островной дуги изучались в тектонических блоках мощностью 250-300 м в нижнем течении ручья Кумроч, где они представлены ритмичным, от тонкого до крупного, переслаиванием измененных пепловых кристалло-витрокластических туфов (8-20 см), туффитов (3-5 см) и туфоалевропелитовых ритмитов (1-5 см). Текстуры слоистые: горизонтальные, косые, волнистые, линзовидные, градационные и конволюнтные. Характерны многослой тефротурбидитов. Текстурные особенности апопепловых метасоматитов (потоковые, градационные, конволюнтные) рельефно выступают благодаря цеолитизации пепловых частиц (рис. 1). Строение и состав комплекса в этих разрезах свидетельствуют о неспокойной склоновой обстановке седиментации на удалении от субаральных вулканических центров, по-видимому, в депрессионной зоне, где происходило сгущивание материала подводных автокинетических потоков с формированием линз (1,5x3,0 м) измененного пепла. Массированное поступление кристалло- и витрокласти-

Таблица 1. Химический и минеральный составы изменённых пелловых туфов.

Компоненты	1	2	3	4
	193/87	319/90	516/89	517/89
SiO ₂	60,02	59,30	78,22	71,25
TiO ₂	0,86	0,27	0,19	0,20
Al ₂ O ₃	13,12	13,76	6,24	11,99
Fe ₂ O ₃	4,01	3,57	2,47	2,78
FeO	1,25	0,29	1,23	1,59
MnO	0,20	0,07	0,18	0,17
MgO	2,16	1,17	2,07	2,70
CaO	2,81	5,32	0,49	0,35
Na ₂ O	1,96	1,12	0,67	0,78
K ₂ O	0,75	0,56	2,97	1,66
P ₂ O ₅	0,43	0,12	0,08	0,13
H ₂ O ⁺	7,88	9,28	3,41	4,41
H ₂ O ⁻	4,02	5,10	1,24	1,52
CO ₂	0,11	0,00	0,00	0,00
C	0,20	0,12	0,26	0,35
Сумма	99,78	100,05	99,72	99,88
Минералы*	Кварц, гейландит, аналь цим, коренситоподобный минерал, хлорит	Гейландит, кварц, хлорит, гидрослюда	Кварц, альбит, гидро- слюда, хлорит	Кварц, альбит, гидро- слюда, хлорит

Примечания: Местонахождение: 1-3 - Камчатка: 1 - п-ов Мамет, 2 - река Таловка, Пенжинский хребет, 3, 4 - о-в Карагинский. Анализы выполнены в химической лаборатории Химико-аналитического центра РАН с использованием спектроанализатора JY-48 и методов "мокрой" химии. * - по данным рентгеноструктурного анализа, минералы перечислены в порядке убывания их роли в составе минеральной ассоциации.

Таблица 2. Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов преддуговых палеозон

Минералы	ПМ	ПО		
		Р	П(II)	П(III)
Кварц	++	++	++	++
Альбит	-	++	-	-
Ломонтит	-	-	++	-
Анальцит	+	-	-	++
Гейландит	++	-	-	+
Хлорит	+	+	+	+
Коренситоподобный минерал	+	-	-	-
Смектит	-	+	+	+
Гидрослюда	-	+	-	+
Селадонит	-	-	+	-
Пренит	-	-	+	-

Примечание. ПМ, ПО - типы вулканических дуг [Белый, 1974]: ПМ - приматериковая (п-ов Тайгонос, п-ов Мамет, р.Таловка Пенжинского хребта), ПО - приокеанические (Восточный Сахалин, Северный Кумроч, о-в Карагинский); Р, П - стадии развития дуг: Р - ранняя, примитивная (Восточный Сахалин, о-в Карагинский), П - поздняя развитая (Северный Кумроч). Минералы: ++ главные, + второстепенные, - отсутствуют. II, III - комплексы: (II) - расчленённого рельефа с турбидитно-оползневыми и турбидитно-гемипелагическими отложениями (III) - относительно глубоководный с турбидитно-гемипелагическими и кремнистыми отложениями.

Таблица 3. Химический состав минералов апопелловых метасоматитов %мас.

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	61,43	66,91	53,00	56,69	42,75	59,62
Al ₂ O ₃	14,98	18,98	22,28	22,78	20,09	5,53
Fe ₂ O ₃	0,79	0,06	0,04	0,00	4,27	14,59
MgO	1,12	0,09	0,00	0,00	0,00	8,35
CaO	5,03	0,41	12,22	0,65	26,02	0,16
Na ₂ O	0,12	11,88	0,00	11,12	0,01	0,00
K ₂ O	0,27	0,13	0,04	0,00	0,00	9,08
Сумма	83,74	98,46	87,58	91,24	93,14	97,33
Ионы	72(0)	8(0)	48(0)	96(0)	11(0)	
Si	28,06	2,98	16,07	32,90	3,05	4,00
Al	8,06	1,00	7,94	15,66	1,69	0,43
Fe ²⁺	0,27	0,00	0,00	0,00	0,23	0,73
Mg	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84
Ca	2,47	0,02	3,85	0,42	1,99	0,01
Na	0,11	1,03	0,00	12,57	0,00	0,00
K	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77
Si/Al	3,48	2,98	2,02	2,10	1,80	93

Примечание. Минералы: 1 - гейландит, 2 - альбит, 3 - ломонтит, 4 - анальцим, 5 - пренит, 6 – селадонит. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик Б.И.Воронин (ГИН РАН). Точность анализов ±(2-3) мас.% к сумме окислов. Содержание TiO₂, MnO, Cr₂O₃ не превышает 0,05 мас. %; SrO и BaO отсутствуют.

ческого пепла могло быть обеспечено, в том числе, и за счет подводных направленных вулканических взрывов, сопровождаемых выделением большого количества флюидов. По-видимому, флюиды могли стимулировать раннее постэксплозивное преобразование пепла в морском бассейне. Тектурные особенности пород не противоречат представлениям об участии в седиментационных процессах уже цеолитизированных пепловых сегрегации (см. рис. 1). Темноцветные минералы в цеолитовых сегрегациях сохраняются совершенно неизменными, выступают как пойкилобласты и представлены магнетитом, клинопироксенами и роговыми обманками. Последние часто встречаются в виде зерен с опацитовыми каймами. Содержание темноцветных кристаллокластов в сегрегации достигает 25%.

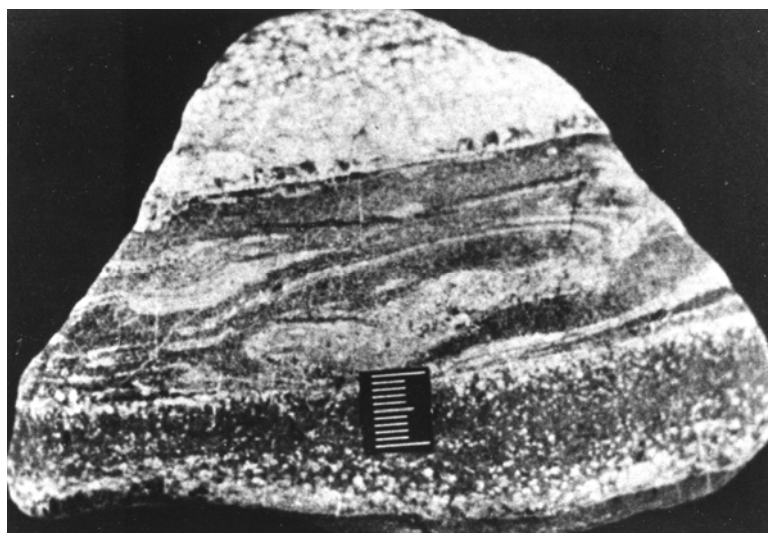


Рис. 1. Снимок текстуры апопеллового метасоматита. Светлое – сегрегации ломонтита.

Как текстурные особенности рассмотренных выше пород, так и специфика их структуры и состава показывают, что пепловые сегрегации, возникшие в результате слипания пепловых частиц, возможно, после подводной эксплозии, в автокинетических потоках вели себя как единый самостоятельный пластичный литокласт, включающий большое количество

кристаллокластов темноцветных минералов. Надо признать, что удерживание зерен темноцветных минералов и образование с участием пепловых сегрегаций в качестве обломочных фрагментов специфических потоковых, градационных и конволлюнтных текстур было возможным благодаря формированию кремнисто-цеолитового (ломонтитового) каркаса в ранний постэксплозивный этап. Продолжающаяся динамическая кристаллизация ломонтита при перемещении пирокластического потока, защищенного от резкого остывания зонами закалки, могла усиливать сцепление пепловых частиц и тем самым способствовать формированию крупных (1,5x3,0 м) линзовидных слоев пепла.

В диагенезе за счет флюидов, экранированных от рассеивания в пирокластическом потоке зонами закалки, продолжалось формирование цеолитовых сегрегаций с частичной перекристаллизацией ранее сформированных агрегатов и образованием краевых радиальных структур. Ломонтитовый каркас, в свою очередь, полностью экранировал изменение темноцветных минералов в то время, как во вмещающей алевролитовой массе изолированные пепловые частицы этих минералов подверглись стадийным (клинопироксены раньше роговых обманок) изменениям. При этом во вмещающей матрице шло образование смектита, селадонита, пренита, халцедона и кварца. Формирование кальциевого цеолита (ломонтита) можно предполагать в условиях низкого парциального давления углекислоты во флюиде ($X_{CO_2} = 0,03$; $P_{фл} = 2$ кбара), что, в свою очередь, зависело от смещения состава флюидов в сторону солевого по сравнению с водно-углекислым [Плюснина, 1983]. Подвижное поведение кальция наряду с алюминием подтверждается образованием пренита, что свидетельствует о высокой интенсивности метасоматических процессов в диагенезе. Что касается источников пеплового материала, то его поступление в какой-то мере можно связать с эксплозиями, предшествующими или совпадающими с формированием экструзивных тел диорит-порфириров. Это утверждение основано на данных об основном (лабрадор-битовнит) составе кристаллокластов плагиоклазов в сочетании со значительной ролью в составе пирокластике пепловых частиц опациitized роговых обманок, которые характерны только для диорит-порфириров.

Смена состава цеолитов в апопепловых метасоматитах происходит в сторону минерала, формирование которого можно ожидать в условиях большого флюидного давления (от ломонтита к анальциму) [Kim, Burley, 1980]. Изменение солевого состава флюидов (кальциевого на натриевый), возможно, связано с процессами формирования спилитов. Образование анальцима, а не альбита, в присутствии кварца зависело, по всей видимости, от высокоглиноземистого состава исходного пеплового материала, что подтверждается наличием кристаллокластитов основных плагиоклазов (лабрадор-битовнит).

Таким образом наиболее выразительно различие состава преддуговых вулканогенно-осадочных флюидных комплексов прослеживается по минеральным ассоциациям измененных пепловых кристалло-витрокластических туфов из ритмично построенных турбидитно-гемипелагических толщ, сформированных на разных по глубинности уровнях от мелководных до относительно глубоководных внешнего островодужного склона. Главный породообразующий минерал апопепловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги - альбита, с высокоглиноземистыми вулканитами развитой энсиматической дуги - высокоглиноземистых цеолитов: ломонтита и анальцима (см. табл. 2, 3).

Список литературы

Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника, 1974. № 4. С. 85-101.

Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 158 с.

Kim K. T., Burley B.J. A further studies of analcime solid solutions in the system $NaAlSi_3O_8 - NaAlSiO_4 - H_2O$ with particular note of analcime phase transformation // Mineral. Mag. 1980. Vol. 43. № 7/8. P. 1035-1045.

V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ: ПРОГНОЗ ЦУНАМИ, ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОГРАММ ОТ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА РОССИИ НА УДАЛЕНИЯХ ДО 3000 КИЛОМЕТРОВ

И.Р. Абубакиров, В.М. Павлов

Камчатский филиал Учреждения Российской академии наук Геофизической службы РАН
(КФ ГС РАН), e-mail: air@emsd.ru

В настоящее время в мире наметилась отчетливая тенденция замены магнитуды, как характеристики очагов землетрясений, на тензор сейсмического момента (ТСМ). На основании ТСМ определяется, так называемая, моментная магнитуда, которая в последние годы стала в мировой практике основной и стандартной характеристикой мощности очага землетрясения. Тип ТСМ, отражающий механизм землетрясения, может прояснить вопрос о цунамигенности землетрясения.

В последние годы в России активно развивается сеть широкополосных станций, включая Дальний Восток, где такие станции предполагается использовать в системе предупреждения о цунами. Это позволяет переходить к задаче определения ТСМ для территории Дальнего Востока России и других ее сейсмически опасных регионов. Тем самым встает задача разработки методики для решения этой проблемы.

Для постановки такой (обратной) задачи необходимо уметь решать прямую задачу расчета полных широкополосных теоретических сейсмограмм на региональных расстояниях от протяженного источника с произвольным ТСМ. К настоящему времени в КФ ГС РАН разработана методика расчета синтетических сейсмограмм от точечного источника в слоисто-однородной среде [Pavlov, 2002, Павлов, 2006], которая может стать основой разработки методики расчета ТСМ.

Цель данной работы – (1) определить диапазон периодов, в котором синтетические сейсмограммы от точечного источника в слоисто-однородной среде адекватно приближают реальные сейсмограммы от сильных землетрясений Дальнего Востока России на региональных расстояниях;

(2) продемонстрировать возможности программы расчета синтетических сейсмограмм в плане охвата эпицентральных расстояний и способности воспроизведения волновых форм и амплитуд реальных сейсмограмм от сильных землетрясений Дальнего Востока России.

Используемый в работе алгоритм расчета синтетических сейсмограмм [Pavlov, 2002, Павлов, 2006] в принципиальном отношении близок к алгоритму, изложенному в работе [Фатьянов, 1990], но содержит новые элементы, существенно упрощающие его логическую структуру и повышающие эффективность. Основным новым элементом является введение матричного импеданса – матричной функции, преобразующей вектор движения в вектор напряжения. Алгоритм максимально нацелен на получение точных полных синтетических сейсмограмм в широкой полосе частот, включающей, с одной стороны, нулевую частоту (статическое смещение), а с другой стороны достаточно большие частоты, представляющие интерес. Алгоритм не имеет ограничений на число и мощность слоев и включаемую в расчет частоту.

Алгоритм реализован в виде компьютерной программы, позволяющей рассчитывать синтетические сейсмограммы от точечного источника с произвольным ТСМ. Программа тестировалась сравнением с аналитическим решением, а также с результатами расчетов, проведенных другими авторами. Результаты тестирования показали, что программа позволяет рассчитывать полные теоретические сейсмограммы, как для близких расстояний, так и для расстояний порядка 3 тысяч километров и может быть использована для моделирования сейсмограмм от реальных землетрясений Дальнего Востока России на сейсмических станциях региона.

Для опробования возможностей программы выбраны 5 сильнейших землетрясений Дальнего Востока России за последние 15 лет: Шикотанское 4.11.1994 г. ($M_w=8.3$), Кроноцкое

5.12.1997 г. ($M_w=7.8$), Олюторское 20.04.2006 г., ($M_w=7.6$), Симуширское 15.11.2006 г., ($M_w=8.3$) и Симуширское землетрясение 13.01.2007 г., ($M_w=8.1$). Использовались широкополосные записи этих землетрясений, записанные сейсмическими станциями региона в диапазоне эпицентральных расстояний от 800 до 2600 километров. Для каждого землетрясения использовали записи трех станций. На рис. 1 показаны эпицентры землетрясений, их механизмы и положение цифровых широкополосных станций, записи которых использовались в работе.

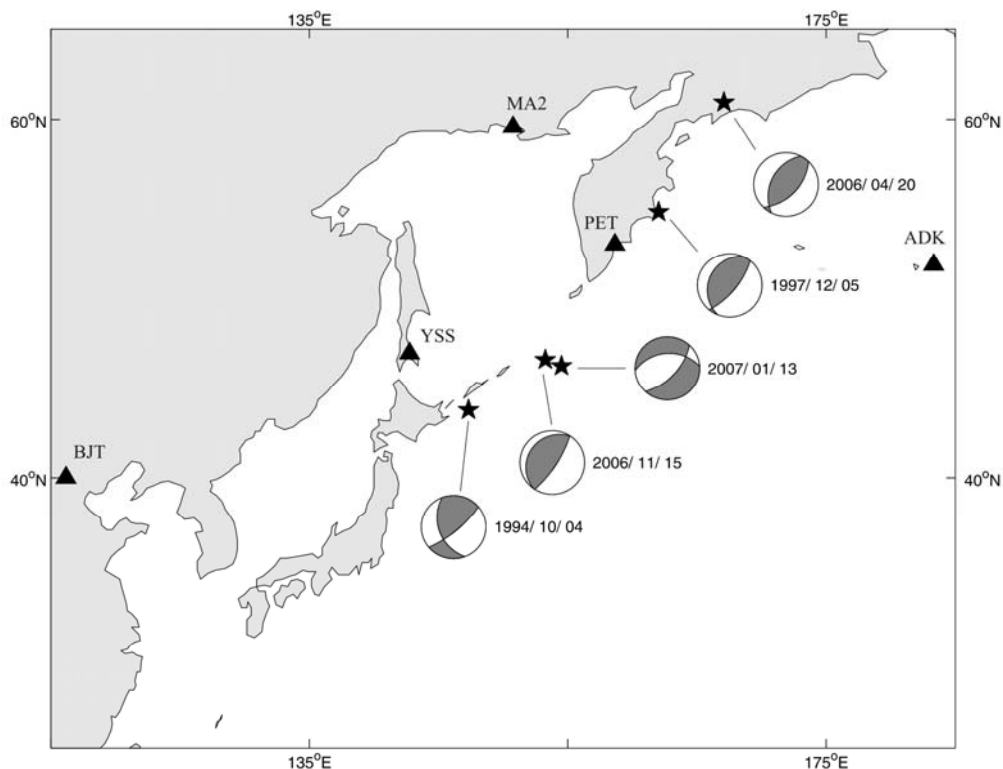


Рис. 1. Карта с эпицентрами использованных землетрясений и сейсмическими станциями. Для каждого из использованных землетрясений приведены СМТ механизмы в стереографической проекции нижней полусферы.

Для расчета синтетических сейсмограмм от протяженного очага сильного землетрясения использовали следующий подход: модельный очаг принимали точечным, а эффекты протяженности учитывали через временную функции очага. Синтетические сейсмограммы от точечного источника с ТСМ по данным каталога СМТ (<http://www.globalcmt.org>) рассчитывались с шагом по времени в 1 секунду для модели среды, предложенной для Камчатки [Кузин, 1974]. Чтобы учесть эффекты, связанные с протяженностью очага, сейсмограммы от точечного источника, рассчитанные для определенной сейсмической станции, свертывались с временной функцией очага, излученной очагом в направлении этой станции. Такая функция часто называется «кажущейся временной функцией источника» (КВФИ). Вообще говоря, для разных волновых групп и разных станций, КВФИ отличаются как по форме, так и по длительности. Однако в данной работе использовали упрощенный подход, при котором принимали форму КВФИ неизменной и варьировали лишь ее длительность. Значение длительности КВФИ подбирали для конкретной станции и волновой группы на основе степени согласия при сравнении наблюдаемых и синтетических сейсмограмм. Степень согласия наблюдаемых и синтетических сейсмограмм оценивали визуально. Расчет базовой формы временных функций произведен А.А. Гусевым с помощью пакета ACCSYN [Gusev A.A., Pavlov V.M., 2006] для модели протяженного очага, представленного в виде набора точечных источников (субисточников), каждый из которых характеризуется определенной временной функцией (скоростью подвижки). Субисточники «включаются» с приходом фронта разрыва. Форма базовой временной функции протяженного очага определяется как сумма временных функций точечных субисточников.

Принятая модель среды изначально была предназначена для Камчатки. Однако, для низких частот (больших периодов) она в определенной степени согласована со средней

моделью для Земли в целом. Для того чтобы выяснить диапазон периодов, для которого принятая модель адекватна, были сопоставлены результаты полосовой фильтрации расчетных и наблюдаемых записей смещений грунта от Симуширского землетрясения 2007 г. на станциях «Южно-Сахалинск» (YSS), «Магадан» (MA2) и «Петропавловск» (PET). Сопоставление проводилось на 3 компонентах: Z, EW, NS. Длительность КВФИ на данном этапе расчетов принималась постоянной для всех волновых групп и станций. Фильтрация выполнялась для двух наборов полос периодов: (1) 150-60 с, 150-30 с, 150-15 с, 150-7.5 с, 150-3.75 с; (2) 120-60 с, 60-30 с, 30-15 с, 15-7.5 с, 7.5-3.75 с. Проведенное сопоставление показало, что наилучшее согласие наблюдается в полосе периодов $T=150-60$ с. Поэтому дальнейшие расчеты проводились в этой полосе периодов для всех использованных землетрясений.

Сравнение в полосе периодов $T=150-60$ секунд проводилось на пяти компонентах: Z, EW, NS, радиальной и трансверсальной. Длительность КВФИ для фиксированного землетрясения варьировали от станции. При этом для всех компонент и волновых групп на конкретной станции длительность КВФИ принимали постоянной, а значение длительности подбиралось, так, чтобы обеспечить наилучшее согласие в группах продольных или поперечных и поверхностных волн. Проведенные численные эксперименты показали, что отдельные части реальных сейсмограмм от протяженного очага можно успешно подогнать с помощью теоретических сейсмограмм от точечного источника, осуществляя учет протяженности очага варьированием длительности КВФИ на отдельных станциях. При осреднении по трем станциям различие в величине максимальных амплитуд наблюдаемых и расчетных сейсмограмм для отдельных землетрясений, как правило, не превышает 20%. Исключение составляет Олюторское землетрясение 20.04.2006 г. Для этого землетрясения расхождение доходит до 40%. Кроме того, расхождение около 50% наблюдается для Симуширского землетрясения 13.01.2007 г. на трансверсальной компоненте станций PET и YSS. На рис. 2, 3 показаны наблюдаемые и расчетные сейсмограммы для двух землетрясений: Кроноцкого (5.12.1997 г.) и Симуширского (13.01.2007 г.).

Проведенные на заключительном этапе расчеты показали, что степень согласия наблюдаемых и расчетных сейсмограмм можно улучшить, допустив разные длительности КВФИ для разных волновых групп.

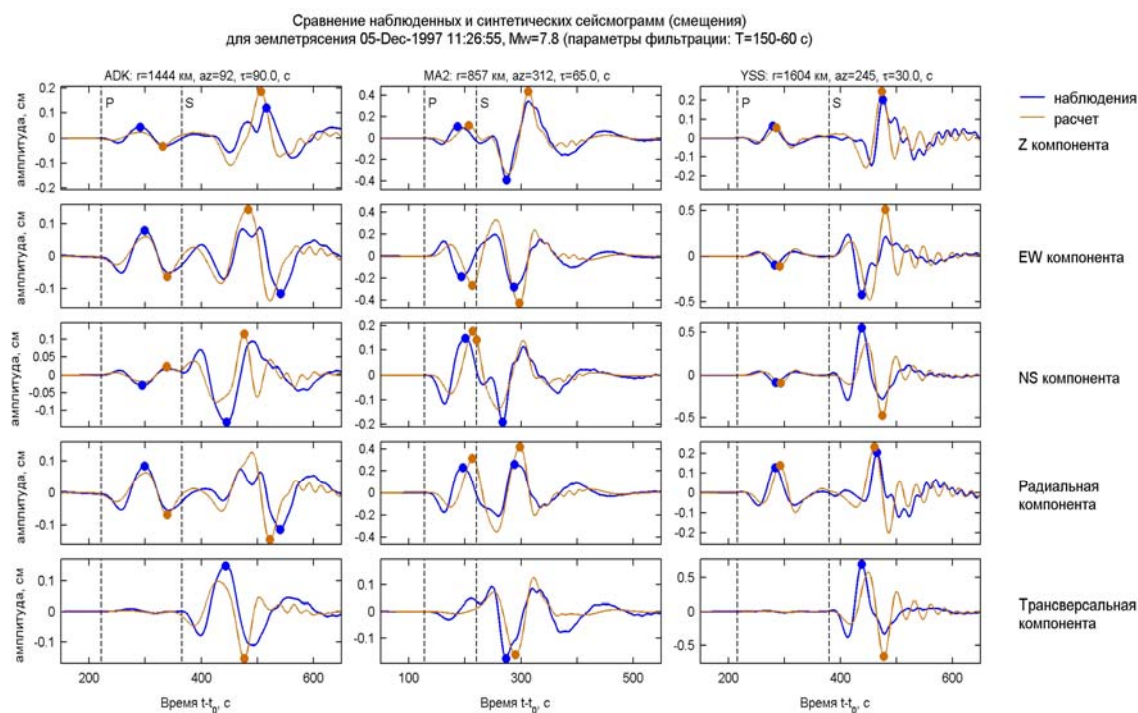


Рис. 2. Наблюдаемые и расчетные сейсмограммы смещения для Кроноцкого землетрясения 1997 г. в полосе периодов 60-150 с на станциях ADK, MA2 и PET. Вертикальные линии – времена вступлений P- и S- волн. Кружками отмечено положение максимумов в группе P-волн и в группе (S + поверхностные волны). Для каждой из 3 станций приведены значения эпицентрального расстояния r , азимута az из эпицентра на станцию и длительности τ кажущейся временной функции очага. Ноль шкалы времени соответствует времени в очаге землетрясения.

Сравнение наблюдаемых и синтетических сейсмограмм (смещения)
для землетрясения 13-Янв-2007 04:23:21, Mw=8.1 (параметры фильтрации: T=150-60 с)

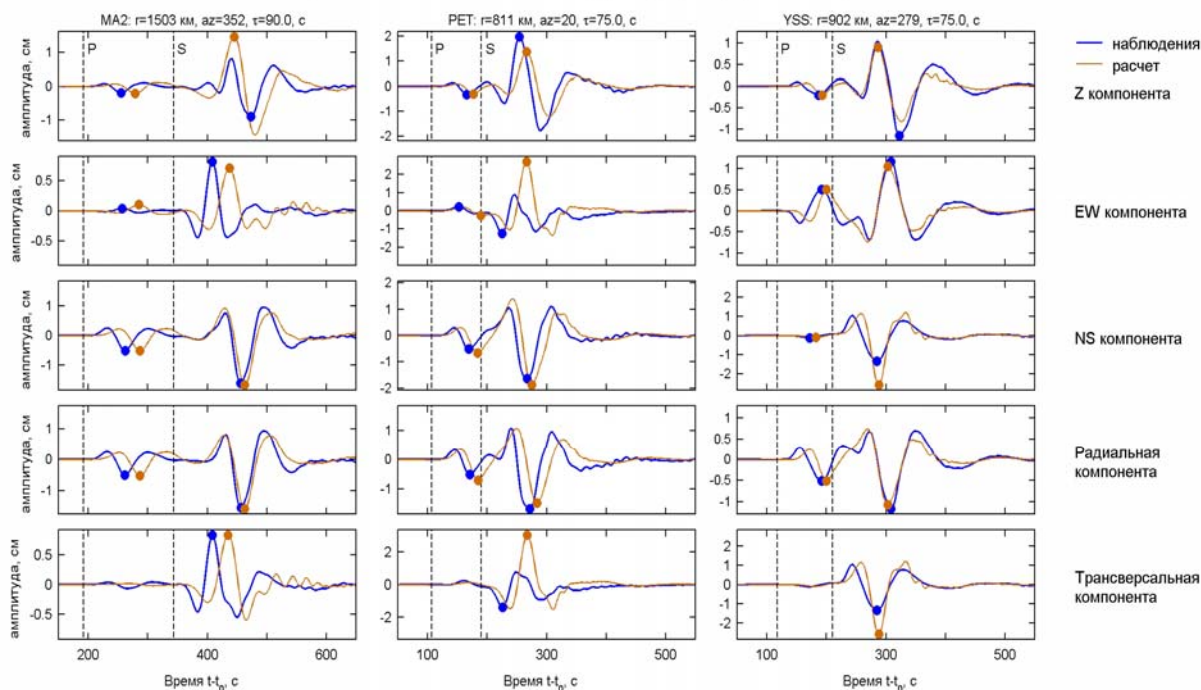


Рис. 3. Наблюдаемые и расчетные сейсмограммы смещения для Симуширского землетрясения 2007 г. в полосе периодов 60-150 с на станциях MA2, PET, YSS. Обозначения те же, что и на рис. 2.

Выводы:

1. Разработанный в КФ ГС РАН алгоритм расчета синтетических сейсмограмм от точечного источника в слоисто-однородной среде позволяет моделировать длиннопериодные сейсмограммы от сильных землетрясений Дальнего Востока России на удалениях до 3000 км.
2. Проведенные численные эксперименты показывают, что в полосе периодов 60-150 секунд отдельные сегменты реальных сейсмограмм от протяженного очага можно подогнать с помощью теоретических сейсмограмм от точечного источника с подходящей кажущейся временной функцией очага. Наилучшее согласие наблюдаемых и расчетных сейсмограмм достигается при независимых значениях длительности кажущихся временных функций для разных станций и волновых групп.
3. Возможность подгонки такого рода создает предпосылки для разработки методики определения ТСМ сильных землетрясений по широкополосным записям на станциях с удалением до 3000 км с использованием синтетических сейсмограмм от точечного источника в слоистой среде.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 07-05-00775.

Список литературы

- Pavlov V.M.** A convenient technique for calculating synthetic seismograms in a layered half-space // Proceedings of the Intern. Conf. "Problems of Geocosmos" / St. Petersburg: 2002. P. 320-323.
- Кузин И.П.** Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. Москва: Наука, 1974. 132 с.
- Павлов В.М.** Расчет статических смещений от силы в слоистом полупространстве // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 25-33.
- Фатьянов А.Г.** Полуаналитический метод решения прямых динамических задач в слоистых средах // Доклады АН СССР, 1990. Т. 310. № 2. С. 323-327.
- Gusev A.A., Pavlov V.M.** Wideband simulation of earthquake ground motion by a spectrum-matching, multiple-pulse technique // Trieste, Int. Centre Theor. Phys., Preprint IC2006023, 27 pp. 2006.

ГЕОДИНАМИКА КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ВУЛКАНИЗМ, СЕЙСМООПАСНОСТЬ, ЦУНАМИОПАСНОСТЬ

Г.П. Авдейко, А.А. Палуева

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск Камчатский, e-mail: gavdeiko@kscnet.ru

Камчатская зона субдукции в современном виде сформировалась в конце миоцена – начале плиоцена после перескока зоны субдукции на современное положение [Леглер, 1997; Авдейко и др., 2002]. Основным критерием зон субдукции, сохраняющемся в геологической истории, является вулканическая дуга, характеризующаяся вулканическими породами с типичными островодужными геохимическими характеристиками. Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки представляет собой такую вулканическую дугу, сформированную над зоной субдукции. Возраст её поздний олигоцен – голоцен. В соответствии с геотектоническими параметрами Курило-Камчатской островодужной системы ось [Авдейко и др., 2002] глубоководного желоба Срединно-Камчатской вулканической дуги располагалась примерно на месте современных полуостровов Восточной Камчатки.

В конце миоцена произошло приращение Кроноцкой палеодуги вместе с северным окончанием Гавайско-Императорской вулканической цепи к структурам Камчатки. Обладающая положительной плавучестью Кроноцкая палеодуга, входившая в состав Тихоокеанской плиты, заблокировала зону субдукции под Срединный хребет, произошел перескок зоны субдукции на современное положение и над новой зоной субдукции начала формироваться Восточно-Камчатская вулканическая дуга (рис. 1).

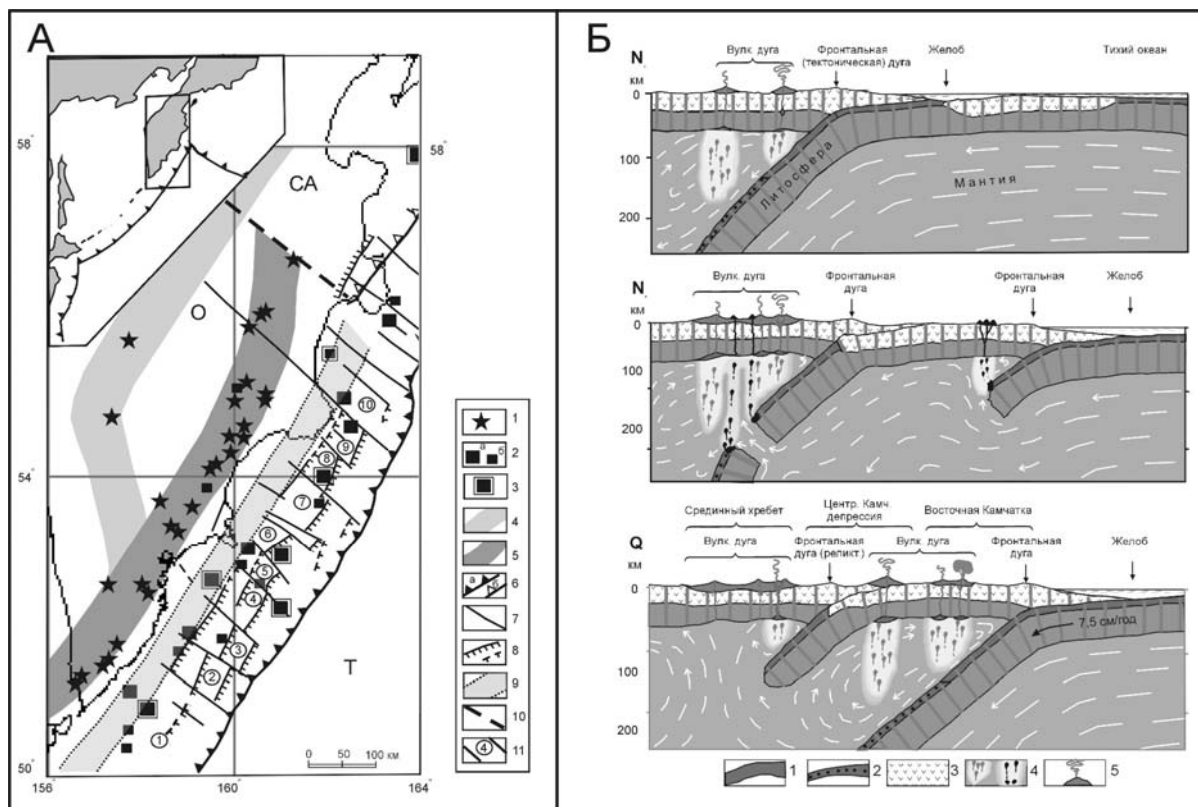


Рис. 1. Модель взаимодействия и эволюции Тихоокеанской(Т) и Охотской (О) плит. А: 1 – вулканы; 2 – землетрясения магнитудой 7,5 и более (а), магнитудой 7 – 7,5 (б); 3 – цунамигенерирующие землетрясения; 4,5 – вулканические дуги: Срединно-Камчатская (4) и Восточно-Камчатская (5); 6 – ось глубоководного желоба (а), палеожелоба (б); 7 – сдвиги, разделяющие сегменты; 8 – зона резкого изгиба ТП; 10 – граница между Охотской и Северо-Американской (СА) плитами; 11 – номера сегментов. Б: 1 – литосферная часть мантии; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – зоны магмообразования; 5 – вулканы.

Абсолютный возраст наиболее древних вулканических пород этой дуги, т.е. пород начального этапа субдукции, обнажающихся в верховьях р. Левая Жупанова ($54,1^\circ$ с. ш., $158,9^\circ$ в. д.) колеблется в пределах 8 – 12 млн. лет [Hoernle et al., 2009]. Породы представлены щелочными и переходными базальтами, обогащенными легкими редкоземельными (LREE) и высокозарядными (HFSE) элементами с внутриплитными геохимическими характеристиками. Более молодые лавы этого района с возрастом 3 – 8 млн. лет являются известково-щелочными андезитами и дацитами с адакитовой тенденцией ($La/Yb=7 - 17$, $Sr/Yb=53 - 68$, $Nb/La=0,40 - 0,65$, $Ba/Th=300 - 600$) [Hoernle et al., 2009]. Четвертичные лавы Восточно-Камчатской вулканической дуги являются известково-щелочными с типичными островодужными геохимическими характеристиками. Таким образом, в эволюционном развитии Камчатской зоны субдукции от начального к стационарному этапу наблюдается переход от щелочных базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками к известково-щелочным породам с адакитовой тенденцией, и затем к типичным островодужным дифференцированным известково-щелочным породам. В пределах Южной Камчатки и Курильской островной дуги, где стационарный режим субдукции продолжается с конца олигоцена, распространены только типичные островодужные породы с отчетливой поперечной зональностью от низкокалиевых толеитов во фронтальной зоне дуги до средне и высококалиевых известково-щелочных пород в тыловой зоне дуги.

Основную информацию о кинематике и динамике современного взаимодействия литосферных плит поставляют землетрясения, особенно сильные землетрясения, сопровождаемые афтершоками. Для проведения такого анализа мы использовали каталог землетрясений Камчатки, составленный и пополняемый Камчатским филиалом Геофизической службы РАН по наблюдениям региональной сети сейсмических станций, начиная с 1962 г. Для тектонической приуроченности очагов землетрясений важна оценка точности определения координат их эпицентров и глубин очагов. В среднем, точность определения координат составляет 10 – 15 км, а на удалении от сети сейсмических станций – до 30 км. Точность определения глубины очага – около 20 км, на удалении возможны ошибки до 50 км. Следует подчеркнуть, что на практике обеспечивается более высокая точность взаиморасположения очагов землетрясений за счет постоянства сети наблюдений и методики обработки. При сопоставлении сейсмоактивных структур с морфоструктурами континентального склона Восточной Камчатки была использована батиметрическая карта Камчатско-Командорского региона [Селиверстов, 1998]. Эта карта составлена по результатам детальных исследований, проведенных в рейсах НИС «Вулканолог» в 1977 – 1991 гг., и является наиболее полной и подробной из всех, имеющихся для этого района. Рассмотрение сейсмических событий в анимационном режиме позволило реконструировать движения по отдельным разломам. При анализе движений по отдельным блокам мы использовали данные по механизмам очагов сильных землетрясений, определенных в Гарвардском университете (США), а также данные, опубликованные в работе [Christova, 2001].

Совместный анализ последовательности сейсмических событий, поперечных и продольных сейсмических разрезов, карт очагов землетрясений на разные горизонты и вращаемых блок-диаграмм позволил нам построить карту сеймотектонического районирования Камчатской зоны субдукции с выделением сейсмоактивных сегментов и надвиговых блоков, которая частично представлена на рис. 1А. При проведении сеймотектонического районирования мы базировались на классических представлениях модели субдукции, на концепции сейсмических брешей и сейсмических циклов С.А.Федотова [1968], на взбросовом механизме очагов большого числа сильных землетрясений и на клавишно-блоковой модели [Лобковский, 1988], синтезирующей указанные выше концепции и модели. Сейсмоактивные сдвиги, субперпендикулярные простиранию дуги, разделяют нависающий край Евразийской плиты на отдельные сегменты. Всего между мысом Лопатка и сочленением с Алеутской дугой нами выделено 10 сегментов. В пределах каждого сегмента, за исключением Южно-Камчатского, выделяются по 2, реже по 3 взбросо-надвиговых блока с падением плоскости сместителя на юго-восток, т.е. в противоположную относительно направления субдукции сторону. Местоположение надвиговых блоков соответствует подводным горам и возвышенностям на континентальном склоне глубоководного желоба, которые отчетливо видны на батиметрической карте. Взбросовый характер механизмов очагов таких землетрясений впервые был отмечен Л.М. Балакиной [1983], а взбросовые подвижки зарегистрированы при экспериментальном моделировании зон субдукции Сегментация, так же

как и формирование надвиговых блоков, по нашему мнению, обусловлены наличием на поверхности Тихоокеанской плиты участков с повышенным коэффициентом трения и, соответственно, разным сцеплением между субдуцируемой Тихоокеанской плитой (ТП) и нависающим краем Охотской плиты (ОП). Сегментация и формирование надвиговых блоков происходит в нависающем крае ОП на пологом участке субдукции (10-12°). ТП на этом участке, а также после увеличения угла наклона субдукции (сейсмофокальной зоны) до 50° является единой, монолитной структурой.

Предлагаемая модель ортогонального взаимодействия ТП и ОП (рис.2) объясняет причины и условия образования наблюдаемых сеймотектонических структур.

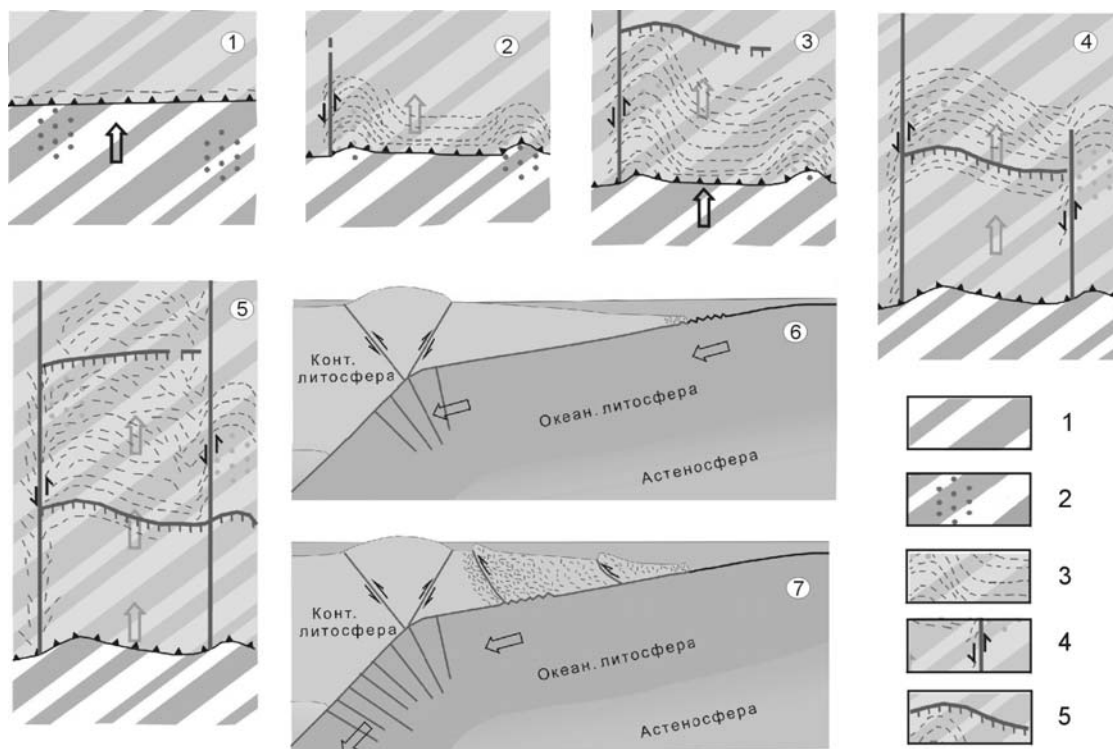


Рис. 2. Модель формирования сегментации и надвиговых блоков внутри сегментов при поддвижении океанической плиты под континентальную. На океанической плите условно показаны полосовые магнитные аномалии, просвечивающиеся под континентальной плитой, а точками – неровности рельефа (участки сильного сцепления).

С точки зрения причинно-следственных связей, плоскость взаимодействия поверхности подвигаемой ТП и подошвы ОП представляет собой структуру 1-го порядка. Сейсмоактивные сегменты и разделяющие их сейсмоактивные разломы являются структурами 2-го порядка. Эти структуры локализованы только в пределах нависающего края ОП. Взбросо-надвиговые блоки в пределах сегментов являются структурами 3-го порядка. Источником энергии тектонических движений, сопровождаемых землетрясениями, является движение ТП. Накопление сейсмической энергии в зоне субдукции зависит от силы сцепления между подвигаемой ТП и нависающей ОП и от давления, которое оказывает нависающая плита на подвигаемую плиту. При расчлененном рельефе подвигаемой ТП (подводные горы) коэффициент трения будет значительно выше, чем при пологом рельефе с глинистыми океаническими осадками на поверхности. В последнем случае взаимодействие может выражаться в относительно равномерном движении, сопровождаемом слабыми и средними землетрясениями. На начальном этапе подвигания участка расчлененного рельефа происходит смятие переднего края нависающей плиты (рис. 2.1; 2.6). Дальнейшее продвижение подвигаемой плиты приводит к накоплению энергии, трещиноватости и затем сдвигу в нависающей плите на границе сильного и слабого сцепления (рис. 2.2). При дальнейшем движении подвигаемой плиты в нависающей плите возникают напряжения скола, переходящие затем во взброс или надвиг (рис. 2.3). При подвигании соседнего участка с высоким коэффициентом трения (рис. 2.4) накапливаются напряжения сдвига, переходящие в разрыв на границе слабого и сильного сцепления, как и на рис. 2.3, и в результате формируется сегмент, ограниченный сдвигами. После образования сегментов накопление сейсмической энергии происходит, в основном, в

надвиговых блоках, так как сцепление между сейсмоактивными сегментами по уже сформировавшимся сдвигам значительно слабее. Происходит формирование 2-го, а иногда и 3-го надвиговых блоков (рис. 2.5; 2.7). Сейсмическая энергия возрастает с удалением от глубоководного желоба за счет увеличения давления нависающей плиты. Этим, а также наличием упора в литосфере Охотской плиты, обусловлена приуроченность сильных землетрясений к зоне изгиба ТП, где мощность и давление нависающего блока максимальны. Надвиговые блоки представляют опасность с точки зрения генерации волн цунами (пример землетрясений 1923 и 1952 г.). С позиции рассмотренной модели, для долгосрочного прогноза времени и места сильных землетрясений необходимо проводить ретроспективный анализ последовательности сейсмических событий отдельно в каждом сегменте, по возможности, с учетом рельефа поддвигаемой плиты и вероятного коэффициента трения.

Ретроспективный анализ сейсмических событий показал:

1. На участке стационарного режима субдукции, продолжающегося с конца олигоцена (сегменты 1 – 5 на рис. 1), максимальное число землетрясений и наиболее сильные землетрясения магнитудой более 7, в том числе и цунамигенерирующие, приурочены к зоне перегиба ТП.

2. На участке перескока зоны субдукции в конце миоцена (сегменты 6-9) сильные, в том числе цунамигенерирующие, землетрясения локализованы на пологом участке субдуцируемой ТП и приурочены к поднятым морфоструктурам (надвиговым блокам). По-видимому, это обусловлено наличием вулканических гор на ТП и, соответственно, сильным сцеплением между ТП и ОП. Во всяком случае, и на участке стационарного режима субдукции (сегменты 3-5) располагаются очаги сильных, в том числе цунамигенерирующих, землетрясений, приуроченных к поднятым морфоструктурам. Такие морфоструктуры являются показателем того, что в этом месте может произойти цунамигенерирующее землетрясение, а их превышение над дном – показателем магнитуды землетрясения, особенно, если поднятие совпадает с сейсмической брешью.

3. Сейсмическая брешь, приуроченная к подводной возвышенности в Северо-Шипунском сегменте (сегмент 5 на рис 1), представляет, на наш взгляд, наибольшую опасность с точки зрения проявления сильного цунамигенерирующего землетрясения. Здесь в 1923 г. произошло землетрясение, сопровождаемое цунами с катастрофическими последствиями, и с тех пор идет накопление сейсмической энергии.

4. Несмотря на наличие сейсмической бреши, Южно-Камчатский сегмент, по-видимому, не представляет опасности с точки зрения проявления сильных землетрясений, за исключением зоны изгиба ТО, так как здесь наблюдается спокойный рельеф и сейсмическая энергия реализуется в виде слабых землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 09-05-98592 Восток и ДВО РАН 09-III-A-08-419.

Список литературы

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002. № 4. С. 64-80.

Балакина Л.М. Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника, 1983. № 5. С. 20-37.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмологическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.

Christova C. Depth distribution of stress in the Kamchatka Wadati-Benioff zone inferred by inversion of earthquake focal mechanisms // Journ. of Geodynamics, 2001. № 31. P. 355-372.

ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА КАРЫМСКИЙ В 1996-2009 ГГ. И КРАТЕРА ТОКАРЕВА В 1996 Г. (ТИПЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ, ДИНАМИКА, ОБЪЕМЫ, ВЛИЯНИЕ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ)

В.И. Андреев

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: via@kscnet.ru

Извержение Карымского вулкана, последовавшее после четырнадцатилетнего перерыва, произошло почти одновременно с фреато-магматическим извержением со дна Карымского озера в кальдере Академии Наук 02.01.1996 г. Подводное извержение, продолжавшееся в течение одних суток, было уникальным по грандиозным подводным взрывам и по ряду параметров, в частности, по интенсивному воздействию на окружающую среду, проявившемуся местами на расстоянии в десятки километров от центра извержения и продолжавшемуся в течение нескольких лет после окончания этого извержения. В сообщении отмечены наиболее заметные явления, обусловленные обоими извержениями или одним из них, а также сопутствующей этим явлениям сеймотектонической активизацией. Некоторые изменения природной среды, вызванные извержениями и сеймотектонической активизацией, представляют, очевидно, не только научный, но и практический интерес.

Особенности распределения подвижного вулканогенного материала фреато-магматического извержения. Лахары. Во время фреато-магматического извержения в кальдере Академии Наук 02.01.96 г объем изверженных пород составил не менее $40 \times 10^6 \text{ м}^3$ [Федотов, 1997]. В северном секторе Карымского озера, в результате извержения сформировался полуостров Новогодний, примыкающий к центру извержения - кратеру Токарева, южная половина кромки которого находится под водой, а северная - образует подковообразный залив со слабо возвышающимся берегом. Извержение сопровождалось мощными базисными волнами и лахаром, прошедшим по реке Карымской от истока до устья ~ 30 км. В 3 км ниже истока, в южном секторе кальдеры вулкана Карымский мощность движущегося лахара – водного потока, нагруженного взвесью вулканогенно-осадочных пород, превышала 3 м.

Сформировавшийся во время извержения полуостров Новогодний перекрыл исток вытекающей из Карымского озера реки Карымской, вследствие чего уровень воды озера стал подниматься со скоростью нескольких сантиметров в сутки, а русло реки на протяжении 3 км вниз от истока пересохло. 11.05.1996 г. над перекрытым в истоке руслом реки возник небольшой ручеек, контролируемый трещиной субмеридианального направления. В течение трех дней его расход был в пределах 10 л/сек, затем, 15.05.1996 г. в 13 ч. местного времени, расход ручейка резко возрос и, спустя 3 часа, достиг 10-12 м³/сек, после чего возник следующий мощный лахар. Еще через 5-7 ч. расход реки Карымской в истоке составлял уже не менее 300 м³/сек. В течение следующего дня уровень озера, средний диаметр которого составляет 4 км, понизился на 2 м., а в последующие 5 дней ещё на 2, 3 м. В 3-4 км ниже истока реки Карымской, в южном секторе кальдеры Карымской, в котловине, ограниченной ниже по течению сужением долины – прижимом, уровень воды поднялся более чем на 5 м. и медленно опускался в течение недели. Через месяц расход в истоке реки Карымской был в 2-3 раза больше обычного в это время года и составлял 4-6 м³/сек.

Прорыв естественной плотины в истоке реки Карымской обнажил разрез рыхлых отложений фреато-магматического извержения мощностью до 6 м. Характерная особенность пород разреза - дефицит тонких, менее 0,3 мм, фракций. В пеплах современных наземных извержений, в том числе вулкана Карымский, доля тонких фракций составляет не менее 50 %, [Иванов, 1970], а в пепле кратера Токарева тонких фракций значительно меньше ~ 25 %. [Андреев и др., 2003].

По [Федотов, 1997] извержение в кальдере Академии Наук близко к суртсейскому типу. Очевидно, при таких извержениях значительная часть тонкого материала задерживается в воде.

В 3-4 км ниже истока реки Карымской, в северном секторе кальдеры Карымской на площади (800 x 400 м) после схода майского лахара остался слой вязких отложений мощностью около 1 м. и многочисленные обломки легкой пористой пемзы, имеющие форму гальки и валунов размером до 1 м. Объем взвеси, принесенной в Карымскую кальдеру майским лахаром,

составил не менее 1 млн. м³. Литификация отложений лахара продолжалась, и осенью 2007 г. в районе Карымских источников ~ в 3^x км ниже истока реки Карымской мощность отложений лахара не превышала 0.3 м. Большая часть взвеси была унесена дальше, вниз по течению. На пологих участках долины отлагались значительные объемы осадков, и изменялось положение русла реки.

В июле 2000 г., в приустьевой части положение русла реки существенно изменилось, по сравнению с показанным на топографической карте масштаба 1:100000. Река спрямила русло, а лиман, обозначенный на карте, превратился в протяженный залив. На левом берегу, в 300 м выше устья, образовался вал высотой до 4 метров и протяженностью ~ 150 м, с обрывистым южным, обращенным к реке, склоном. На момент наблюдений этот обрывистый склон был весьма неустойчив и обваливался в воду при подходе к нему. В обрыве, в 1,2 м выше уреза воды, обнажился слой фирна мощностью в 0,4 и протяженностью в 4 м. На поверхности вала находились хорошо окатанные пемзовые валуны и галька, размером до 0,1 м. Вал представлял собой отложения лахаров, а линза фирна, - остатки захороненного в 1996 г. снежника, медленно тающего в течение 4 лет и всё это время являвшегося границей раздела между первым январским и вторым майским лахарами. Общее количество подвижного материала, преимущественно взвеси, вынесенной январским и майским лахарами, по нашей оценке, составило ~ 10 x 10⁶ м³. В значительной мере в эту взвесь ушел тонкий пепел, отсутствующий в разрезах и на поверхности полуострова Новогоднего. Его отложение в долине реки Карымской определялось скоростью водного потока и конфигурацией ложа долины.

Активное преобразование рельефа в устье р. Карымской продолжалось, и в 2002 г вал на левом берегу в приустьевой части р. Карымской стал на 2,5 м ниже и положе, линза льда растаяла. Значительная часть тонкого материала была вынесена в океан и образовала, (или нарастила) прибрежную отмель – банку. Часть минеральной нагрузки была растворена в водах лахаров, а после их схода - в водах реки.. Данные для оценки: средний расход на отметке 597 м 5 м³/сек, минерализация в этом месте [Вакин и др., 1998] ~ 1,3 г/л, отсюда следует, что за 5 лет (с 1996 по 2000 гг.) было вынесено в море ~ 1000000т. растворенных в воде компонентов. В последующие годы темп выноса минеральной составляющей уменьшился приблизительно на порядок.

По визуальным наблюдениям и сейсмической активности выделяются два эруптивных цикла извержения Карымского вулкана, начавшегося 2.01.1996 г.. Первый эруптивный цикл, начавшийся 02.01.96 г., продолжался до середины 2000 г. Этот цикл характеризовался высокой сейсмической активностью - до 600, иногда больше эксплозий в сутки, и периодически изливавшимися эффузивными потоками, сформировавшими на юго-западном склоне вулкана слоистую толщу объемом порядка 10 млн. м³, спустившуюся до отметок ~ 850 м. Расход при излиянии лавовых потоков не превышал 0,5 м³/сек, обычно первые десятки м³/сек. [Муравьев и др. 1997].

В перерыве между эруптивными циклами, с середины 2000 г. до конца 2001 г. на вулкане происходила лишь слабая фумарольная деятельность, с редкими незначительными выбросами пепла.

Второй эруптивный цикл, начавшийся 10.05.2002 г., сопровождался активизацией эксплозий, заметным увеличением вязкости изверженного материала и спадом эффузивной деятельности. Последний, из зафиксированных до конца 2008 г., эффузивный поток излился на южный склон вулкана в конце 2003 г. Этот поток, объемом в пределах 1 млн. м³ отличался высокой вязкостью и отсутствием литоидного тела, характерного для предыдущих эффузивных потоков этого извержения. В последующие годы неоднократно происходило извержение пирокластических потоков объемом в первые десятки тысяч м³. В первой половине апреля 2005г. на юго-западный склон вулкана извергся пирокластический поток объемом порядка 100000 м³.

В конце лета 2005 г в кратере Карымского вулкана стал расти экструзивный купол, достигший к концу октября того же года объема 3,6 млн. м³. В конце 2005 – начале 2006 гг купол был выброшен мощной эксплозией, раздробившей и рассеявшей слагавший его материал. По нашим наблюдениям, в июле 2006 г в южном секторе вулкана мощность пепла была на порядок больше обычной, (до 5 см) и расход реки Карымской в её истоке возрос втрое, по сравнению с обычным в это время года (до 5,5 м³/сек) [Андреев и др., 2007].

Обычно за год в радиусе 3,5 км от вулкана выпадало 3-10 ~ в среднем -6 кг/м³ пепла, что при среднем объемном весе пепла 1,5 г/см² соответствует мощности порядка 0,6 см.

Следует отметить, что, например, в 1996 –1997 гг. и в 2005-2006 гг. пепла извергалось на порядок больше среднего за время описываемого извержения, а в 2000 г. был перерыв без пепла.

По нашим приблизительным оценкам общий объем лавовых потоков Карымского вулкана с 1996 по 2008 гг. составил около 20 млн. м³, объем пирокластики за этот же период с учетом периодических наблюдений и коэффициента эксплозивности = 80 % [Влодавец, 1984] – порядка 80 млн. м³. Типы извержений Карымского вулкана последнего (и всех предыдущих, документально наблюдаемых с 18 по 20 века)– вулканский, стромболианский.

Систематические измерения высоты Карымского вулкана и сравнение данных, полученных с 1970 по настоящее время (2008 г.) с представлениями ряда исследователей о взаимосвязи изменения внешних признаков и внутреннего строения некоторых вулканов Мира, позволили выявить существенную особенность извержений кратера Токарева и вулкана Карымского в 1996-2008 гг.

Синхронно с извержением и увеличением высоты и соответственно объема вулканической постройки происходит проседание преимущественно прикратерной зоны, частично компенсирующее накопление изверженного материала. Объем этой компенсации за 10 лет активного извержения Карымского вулкана в 1970 – 1980 гг., соизмерим с объемом его постройки, а при последнем извержении активизирован подводным извержением [Андреев, Магуськин, 2009].

Следует обратить внимание на то, что при увеличении вязкости магмы, происходящем в процессе извержения, в кратере вулкана может сформироваться купол, подобный описанному нами и предыдущими исследователями на заключительных стадиях прошлых извержений [Иванов, 1970]. Выделяющиеся вулканические газы вызывают метасоматическое преобразование вмещающих пород, особенно рыхлых. Это приводит к закупорке трещин, каналов выхода газа и усиливает герметизацию “пробки”, закрывающей канал вулкана. При активной вулканической деятельности, сопровождающейся постоянной продувкой и “прочисткой” жерла вулкана, образование такой пробки затруднено. Плавное ослабление вулканической деятельности, сопровождающееся умеренным выделением вулканического газа обуславливает закупорку вулканического канала, что повышает давления под пробкой и вызывает сравнительно сильные эксплозии. Очевидно, подобная эксплозия образовала пирокластический поток в апреле 2005 г., а более мощная раздробила и выбросила экструзивный купол в конце того же года. Таким образом, при ослаблении вулканической активности площадь зоны поражения может значительно увеличиться, что, безусловно, имеет прямое отношение к оценке опасности вулкана при видимом ослаблении и даже затухании его деятельности.

Оползни, обвалы. Во время извержения и после его окончания в кальдере Академии Наук с начала 1996 г. в радиусе ~ 10 км от центра извержения, на площади ~ 200 км² активизировались оползни и обвалы на крутых (20-30⁰) склонах долин и распадков, занимающих ~ 10% исследованной территории. Эти обрушения захватили около 10% сравнительно крутых склонов. Обрушения (большой частью оползни) захватывали кустарниковую и травянистую растительность и вместе с подстилающим грунтом и смещали её вниз по склону на расстояние до нескольких десятков метров. Иногда оползни сопровождалась камнепадами и обвалами. Размеры оползней составляли первые сотни м², мощность ~ 0,5-1,0 м, объём до 100 м³, смещение по высоте - в пределах 100 м, на склонах кальдер немного больше. Первые оползни и обвалы были зафиксированы в начале извержения в январе 1996 г, и, возможно, предвещали его. В апреле того же года обрушения заметно усилились и достигли максимальной активизации в мае-июне 1996 г., т. е. через четыре месяца после максимума сейсмической активизации [Гордеев и др., 1998]. Обрушения рыхлых почвенно-пирокластических образований на склонах продолжались в течение нескольких последующих лет. В холодное время года их практически не было. С началом теплого времени они возобновлялись, достигая максимумов в июне-июле. За 5 лет, прошедших с начала извержения, общий объём материала, смещенного вниз по склонам, составил более 500 м³.

Главный практический вывод: смещения грунтов на склонах могут продолжаться после сейсмотектонического события продолжительное время, и представляют реальную опасность в течение нескольких лет [Андреев и др., 2003].



Купол объемом 3,6 млн. м³ в кратере Карымского вулкана. Конец октября 2005 г. Снимок А.Ю. Озерова.



Кратер Карымского вулкана. Диаметр ~ 200 м. Начало 2006 г. Снимок А.Ю. Озерова.

Список литературы

Андреев В.И., Карпов Г.А., Магуськин М.А. и др. О влиянии извержений в кальдере Академии наук и вулкана Карымский 1996-2000 гг. на окружающую среду (рельф, водоемы, растительность) // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2003. № 1 С. 60-74

Андреев В.И., Озеров А.Ю., Сеников С.Л. и др. Эруптивная активность вулкана Карымский в 2005 –2006 гг. (краткое сообщение) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 337-346.

Андреев В.И., Магуськин М.А. Вариации высоты действующего вулкана Карымский в период 1971 – 2007 гг.(причины, следствия, аналоги) // Вулканология и сейсмология, 2009. № 2 С. 1-9.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского озера после подводного извержения 1996 г. // Вулканология и сейсмология, 1998. № 2. С. 3 – 28.

Влодавец В. И. Справочник по вулканологии, М.: Наука, 1984. 337 с.

Гордеев Е.И., Дрознин Д.В., Касахара М. и др. Сейсмические явления, связанные с извержениями вулканов Карымский и в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология, 1998. № 2. С. 28-48.

Муравьев Я.Д., Федотов С.А. Будников В.А. и др. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреато-магматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология, 1997. № 5. С. 38-71.

Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 134 с.

Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология, 1997. № 5.С. 3-38.

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМИЧНОСТЬ: ВЕКОВЫЕ ТРЕНДЫ И СВЯЗЬ С СОЛНЕЧНОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТЬЮ

С.В. Белов¹, И.П. Шестопапов², Е.П. Харин²

¹ Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, e-mail: s.belov@sgm.ru

² Геофизический центр РАН, e-mail: e.kharin@gcras.ru

1. Анализ вариаций современного глобального вулканизма и сейсмичности на протяжении последних столетий позволяют предполагать наличие общего векового цикла, проявляющегося в последовательном нарастании активности в его начале и снижении в конце цикла.

2. В вековом цикле вулканической и сейсмической активности намечается 3 периода примерно по 33 года, длительность каждого из которых кратна трём 11-летним циклам солнечной активности.

3. Тренды векового цикла вулканической и сейсмической активности положительно коррелируют друг с другом. В то же время с солнечной и с геомагнитной активностью выявлена их отрицательная корреляция, которая нарушается в периоды мощных солнечных вспышек, когда генерируются интенсивные потоки заряженных частиц в широком диапазоне энергий.

4. Установлена положительная корреляция энерговыделений при землетрясениях с числом мощных землетрясений ($M \geq 8$), а также энерговыделений при вулканических извержениях с объемом выбрасываемого пепла. Объем излившейся лавы положительно коррелирует с относительно слабыми землетрясениями ($6.4 \geq M \geq 5.5$) и с вулканическими извержениями небольшой энергии ($E \leq 10^{17}$ Дж.).

5. Можно предположить, что солнечная активность, определяя характер геомагнитных вариаций, оказывает триггерное воздействие и является спусковым механизмом, вызывающим «сейсмический шум», т.е. возникновение относительно слабых землетрясений и активизацию вулканов, энергия которых не превышает 10^{17} Дж. Для крупных землетрясений и высокоэнергетических вулканических извержений такая связь не прослеживается.

6. Похожий характер глобальных вариаций и трендов вулканической и сейсмической активности, а также наличие корреляционных зависимостей между ними указывают на внутреннее единство эндогенной активности Земли в целом, являющейся видимо следствием общего геофизического процесса в солнечно-земной системе.

ХАРАКТЕР ИЗВЕРЖЕНИЙ И КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ОБРУШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК ГРУППЫ ТАТУН (СЕВЕРНЫЙ ТАЙВАНЬ) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ - ГОЛОЦЕНЕ

А.Б. Белоусов¹, М.Г. Белоусова²

¹ Институт наук о земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

Вулканическая группа Татун занимает площадь около 400 км² в самой северной части острова Тайвань, где соединяются вулканические дуги Лузон и Рюкю. Вулканы группы имеют четвертичный возраст и характеризуется преимущественно андезитовым составом продуктов. Несмотря на отсутствие исторических извержений, группа Татун считается потенциально активной, так как имеет более 20 хорошо сохранившихся вулканических построек и многочисленные фумаролы с температурой до 120°, изотопный состав которых говорит о магматическом источнике газов. Локальная сейсмическая сеть регулярно регистрирует неглубокие вулcano-тектонические землетрясения, а в осадочных отложениях расположенного рядом Тайпейского бассейна найдены слои вулканического пепла голоценового возраста. Группа Татун расположена в густонаселенной местности, включая столицу Тайваня Тайпей с населением 7 миллионов человек. Здесь много различных промышленных предприятий, в том числе 2 атомные станции, поэтому вопрос о времени и характере наиболее молодых извержений имеет важное прикладное значение.

Мы представляем первые результаты изучения пирокластической стратиграфии и динамики извержений вулканов группы Татун. Наиболее молодые извержения группы представляли длительные выжимания вязкой, сильно раскристаллизованной и, в значительной степени, дегазированной лавы, которые формировали моногенные постройки - преимущественно экструзивные куполы, осложнённые редкими крупными лавовыми потоками. Куполы имеют высоты 150-350 м, диаметры оснований 0.5-1.5 км, объемы 0.05-0.3 км³. Девять хорошо выраженных в рельефе лавовых потоков имеют мощности 80-150 м, длины 1.2-5.5 км, объемы 0.05-0.8 км³. Для самого крупного лавового потока по методике Silva и др. (1994) получены следующие оценки параметров извержения: средний расход лавы 7 м³/с, длительность излияния 3,5 года, скорость движения фронта 2.5 м/час. Единственная в группе Татун целиком пирокластическая постройка представлена туфовым кольцом, диаметром 500 м и высотой 50 м. Имеющиеся данные показывают, что взрывная активность вулканов группы была в основном слабой или умеренной, но очень разнообразной по характеру с образованием отложений тефры, пирокластических потоков и волн. Тефра представлена, преимущественно, хорошо сортированными кристаллокластическими пеплами, образованными активностью вулканического типа. Пемзовая тефра плинианских извержений менее распространена. Многие извержения носили фреато-магматический характер: отложения тефры плохо сортированы, ювенильный материал имеет широкий диапазон вспененности, в отложениях много ксенолитов вмещающих пород, тефра переслаивается с отложениями базисных волн, встречаются бомбы типа «хлебной корки» и «цветной капусты». Отложения пирокластических потоков относятся к пеплово-глыбовому типу, содержат много слабовспененного материала и, вероятно, образовались при обрушении растущих куполов и активных лавовых потоков (тип Мерапи).

Радиоуглеродное датирование показало, что последний период активности группы Татун имел место в период 10-15 тысяч лет назад и был связан в основном с активностью вулкана Чизинг. Для вулканов группы были обычны крупномасштабные обрушения построек. При обрушениях вулканов Чизинг, Датун, Сяогуанин и Дайджангхоу с объемами 0.02-0.1 км³ образовались широко открытые подковообразные кратеры поперечником 0.5-1.4 км. Обрушения произошли, когда вулканы уже перестали извергаться, и поэтому непосредственно не связаны с вулканической активностью. Обрушения локализованы в местах пересечения построек тектоническими разломами и, вероятно, были спровоцированы сейсмической активностью. При обрушении вулкана Датун образовались типичные отложения обломочной лавины (длина L=6.4

км; сброшенная высота $H=1$ км; $H/L=0.16$; объём $V=0.1$ км³). Самое молодое обрушение произошло на вулкане Чизинг 5500 С¹⁴ л.н. в форме многочисленных оползневых блоков, которые по неизвестной причине не трансформировались в обломочную лавину, а остановились вблизи вулкана. Параметры отложений: $L=2.2$ км, $H=0.5$ км, $H/L=0.23$, $V=0.05$ км³.

Полученные нами данные показали, что вулканы группы Татун являются действующими. Наиболее вероятный сценарий следующего извержения – длительная (месяцы-годы) экструзия вязкой лавы в виде купола или вязкого лавового потока, сопровождающаяся умеренной эксплозивной деятельностью вулканского типа и формированием небольших глыбово-пепловых пирокластических потоков типа Мерапи. Учитывая длящийся около 10 тыс. лет период покоя, начальная стадия извержения может быть высокоэксплозивной, плинианской, возможно, фреатомагматической по характеру. Так как для группы в целом характерен многовыходной, моногенный вулканизм, извержение может произойти в любом месте группы, но район вулкана Чизинг, как самого молодого, наиболее вероятен. Сильные тектонические землетрясения, характерные для Тайваня, могут спровоцировать крупномасштабное обрушение одного из вулканов группы.

ЭВОЛЮЦИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ОТЛОЖЕНИЙ НАПРАВЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ ВУЛКАНОВ БЕЗЫМЯННЫЙ 1956 г. И СЕНТ-ХЕЛЕНС 1980 г. С РАССТОЯНИЕМ ОТ ВУЛКАНОВ – КЛЮЧ К МЕХАНИЗМАМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

М.Г. Белоусова¹, А.Б. Белоусов²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

²Институт наук о земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань

Катастрофические направленные взрывы типа Безымянного [Горшков и Богоявленская, 1965] происходят, когда крупномасштабное обрушение вулканической постройки резко уменьшает литостатическое давление на приповерхностную интрузию магматического расплава [Belousov et al., 2007]. В следствии этого магматическое тело подвергается фрагментации по механизму волны дробления [Alidibirov, 1994] с выбросом образующейся пирокластики в атмосферу. Выброшенное облако газо-пирокластической смеси тяжелее воздуха и поэтому не всплывает в атмосфере, а растекается по подножью вулкана в форме особого высокоскоростного потока газо-пирокластической смеси (blast-generated pyroclastic density current). Этот поток распространяется на расстояние в десятки км, производя большие разрушения и оставляя характерные отложения – отложения направленного взрыва. Понимание факторов, влияющих на характер движения указанных потоков, а также расшифровка механизмов транспортировки и отложения пирокластики имеет принципиальное значение из-за опасности, которую представляют эти явления.

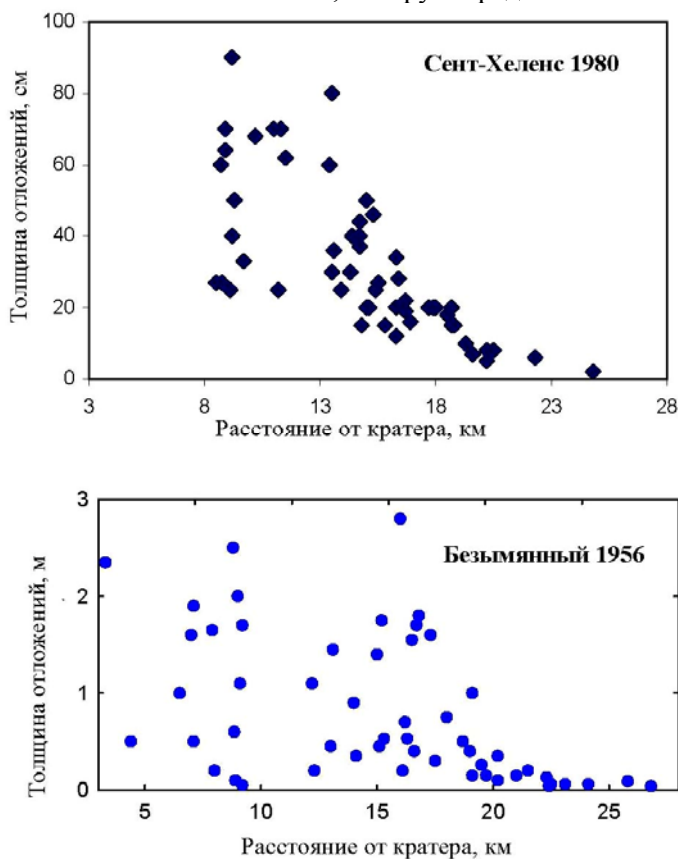


Рис. Изменение толщины слоя отложений направленного взрыва с расстоянием от кратера. На удалении 2/3 от максимально пройденного расстояния толщина отложений резко уменьшается: здесь произошёл переход от высокоскоростного сильнотурбулентного потока, распространявшегося под воздействием импульса, полученного при гравитационном коллапсе, к менее скоростному потоку, распространявшемуся из-за разницы в плотности с окружающим воздухом.

Мы докладываем новые результаты детального изучения стратиграфии в северо-западном секторе направленного взрыва вулкана Сент-Хеленс, и сравниваем их с данными из осевой области направленного взрыва вулкана Безымянный. Указанные секторы выбраны для сравнения, так как в этих направлениях пирокластический материал взрывов распространился на наибольшее расстояние. Полученные данные показывают, что характеристики отложений направленного взрыва Сент-Хеленса, несмотря на очень сильную локальную изменчивость, имеют чётко выраженные тренды с удалением от источника: толщина отложений уменьшается, они становятся более мелкозернистыми и лучше сортированными, процент обломков ювенильного материала возрастает, а средняя плотность обломков пород (как ювенильных, так и резургентных) становится меньше. Сходные тренды выявлены и для отложений вулкана Безымянный. Это доказывает, что потоки пирокластического материала, образованные направленными взрывами, способны эффективно сортировать транспортируемый материал по размеру и плотности, и, следовательно, для них характерно сравнительно низкое соотношение пирокластика/газ.

Наиболее интересным из полученных результатов является то, что у отложений обоих взрывов выявлен резкий скачок в трендах всех изученных литологических параметров на удалении примерно 2/3 от максимального расстояния, пройденного потоками пирокластики. На удалении 18 км для Безымянного и 15 км для Сент-Хеленса происходит либо существенный скачок средних значений литологических параметров отложений, либо степени их локальной изменчивости, либо скоростей их эволюции с расстоянием, а во многих случаях скачок выражен сочетанием указанных изменений. Мы высказываем гипотезу, что наличие скачка связано с тем, что в ближней к вулкану зоне поток пирокластического материала распространялся в основном под воздействием импульса (момента количества движения), полученного при падении (гравитационном коллапсе) выброшенного взрывом материала на склон вулкана. Этот импульс служил источником энергии, поддерживающим высокую скорость и турбулентность потока на начальном участке движения, позволяющую ему переносить очень крупные обломки пород, а также эродировать подстилающую поверхность. По мере движения потока, запас энергии, полученной от гравитационного коллапса, расходовался на преодоление внутреннего трения, трения с подстилающей поверхностью, окружающим воздухом и т. д.

После диссипации этой энергии, в дальней зоне (более 2/3 максимально пройденного расстояния), поток продолжал двигаться (течь) только из-за разницы плотности с окружающим воздухом. Соответственно, скорость потока, интенсивность турбулентности в нём, способность к транспортировке пирокластики (выраженная в размерах и концентрации обломков пород) и интенсивность эрозии подстилающей поверхности в дальней зоне резко уменьшаются, что проявляется в том, что отложения направленных взрывов резко уменьшают толщину, среднюю плотность и размерность обломков пород и не содержат примеси подстилающих отложений. Для проверки высказанной гипотезы мы планируем выполнить математическое и физическое моделирование распространения облака направленного взрыва.

Список литературы

Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955 - 1963 гг.) // М.: Наука, 1965. 170 с.

Alidibirov M. A model for viscous magma fragmentation during volcanic blasts. // Bulletin of Volcanology, 1994. V.56. P. 459-465.

Belousov A.B., Voight B., Belousova M.G. Directed blasts and blast-currents: a comparison of the Bezymianny 1956, Mount St Helens 1980, and Soufriere Hills, Montserrat 1997 eruptions and deposits // Bulletin of Volcanology, 2007. V. 69. P. 701-740.

ИЗМЕНЕНИЯ НАПРЯЖЕННО – ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОСРЕДЫ В РАЙОНЕ ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА В ПЕРИОД ПОДГОТОВКИ И РЕАЛИЗАЦИИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СИМУШИРСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2006-2007 гг.

В.А. Гаврилов, Ю.В. Морозова, Е.В. Полтавцева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский,
e-mail: vgavr@kscnet.ru

В последние 10 лет в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН достаточно активно ведется разработка новых методов геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды. В том числе, в районе Авачинского залива (Южная Камчатка) с августа 2000 г. ведутся непрерывные геоакустические измерения (ГАЭ) с установкой датчиков в скважинах на глубинах до 1035 м; с мая 2003 г. ведутся непрерывные измерения уровня естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) в СНЧ-диапазоне частот с использованием подземной вертикальной электрической антенны [Гаврилов и др., 2006; Гаврилов и др., 2007]. С апреля 2004 г. с использованием оригинальной методики проводится непрерывный мониторинг изменений плотности воды в скважинах.

Согласно результатам измерений на временном интервале август 2006 г.- апрель 2007 г. были зарегистрированы аномальные (более 30 дБ) бухтообразные изменения фонового уровня ЕЭМИ, бухтообразные изменения фонового уровня ГАЭ (в пределах 15% в диапазоне 160 Гц). С августа 2006 г. стал принципиально другим и характер изменений плотностей воды скважин Г-1 и Р-2: изменения плотности воды указанных скважин, происходившие до этого в противофазе, с августа 2006 г. приобрели синхронный характер (рис.1).

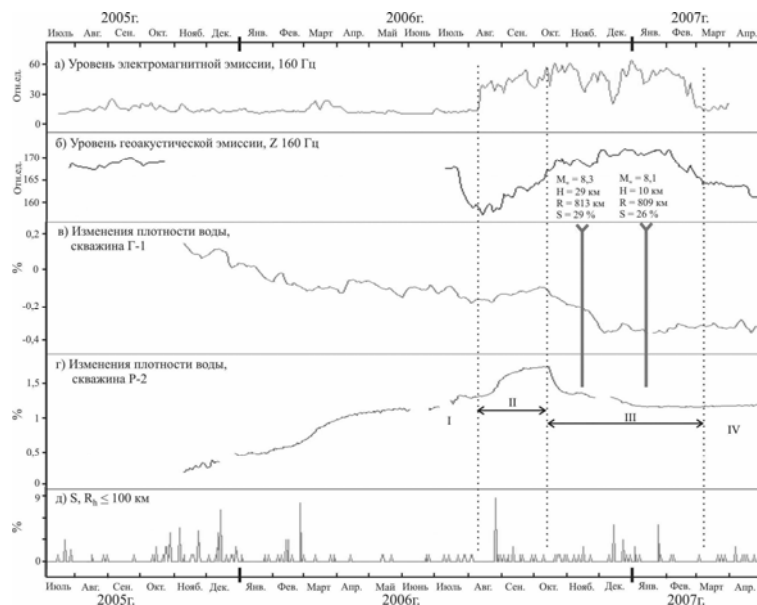


Рис. 1. Результаты комплексных геофизических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в период катастрофических Симуширских землетрясений 15.11.06 г. и 13.01.07 г. I - IV - стадии процесса: I – нарастание напряжений и деформаций; II – дилатансия; III – концентрация трещин, разблокирование границ между блоками; IV- фоновый режим. $S=L_p/R_h$, где $L_p=10^{0,44M-1,29}$ - размер очага землетрясения, R_h - гипоцентрального расстояния ≤ 100 км. $K = N^{-1/3}/L$, где K - критическое среднее расстояние между трещинами в единицах средней длины трещин; N – число трещин размера L, $N^{1/3}$ – объемная концентрация трещин.

Отмеченные аномалии ЕЭМИ, ГАЭ и плотности воды по времени приурочены к катастрофическим Симуширским землетрясениям, произошедшим восточнее острова Симушир (Средние Курилы) 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. на гипоцентрального расстоянии $R_h \approx 800$ км (рис.2). Магнитуда первого землетрясения составила $M_w=8.3$, глубина очага $H=29$ км. Соответствующие значения для второго землетрясения: $M_w=8.1$, $H=10$ км. Согласно оценкам, приводимым в [Тихонов и др., 2008], общая протяженность сейсморазрыва для Симуширского

землетрясения 15.11.2006 г. по результатам геодезических измерений могла достигать $L_p=300$ км, для второго землетрясения $L_p=180$ км. Соответствующие оценки для землетрясения 13.01.2007 г.: 180 км и 46 км. Указанные землетрясения явились самыми сильными сейсмическими событиями за все время измерений ЕЭМИ и ГАЭ на пункте Г-1 как по магнитудам, так и по критерию $S=L_p/R_D$.

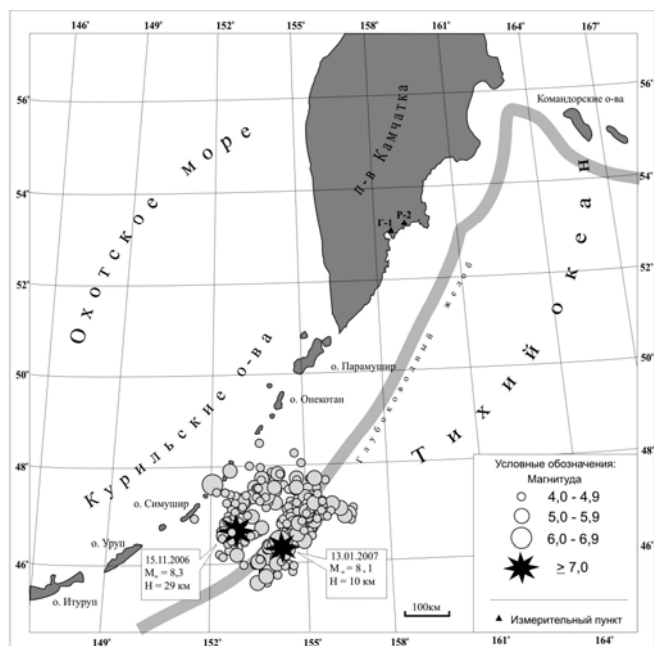


Рис. 2. Положения эпицентров главных толчков Симуширских землетрясений 15.11.06 г. и 13.01.07 г. (звездочки) и их афтершоков с $M \geq 4.5$ (кружки), зарегистрированных в течение первых суток после основных событий (данные каталога NEIC).

Сравнение данных электромагнитных и геоакустических измерений с данными по изменениям плотностей воды в скважинах позволяет говорить о том, что причины аномальных изменений уровней электромагнитной и геоакустической эмиссий связаны с процессами трещинообразования. При этом на начальной стадии активной фазы изменений напряженно – деформированного состояния геосреды (август 2006 г. – октябрь 2006 г.) процесс трещинообразования носил дилатантный характер. Характер изменений плотности воды в скважинах, а также уровней электромагнитной и геоакустической эмиссий на последующей стадии можно объяснить с позиций концентрационного критерия С.Н. Журкова. Наиболее вероятной первопричиной вышеуказанных процессов являются изменения напряжений в геосреде в период подготовки и реализации катастрофических Симуширских землетрясений.

Список литературы

Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология, 2006. № 1. С. 52-67

Гаврилов В.А., Дружин Г.И., Полтавцева Е.В. Результаты одновременных измерений естественных электромагнитных СНЧ-ОНЧ излучений с использованием подземной и наземной антенн // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сб. докл. IV международной конференции. Петропавловск-Камчатский, 2007. Доп.том. С. 14-19.

Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Левин Ю.Н., Прытков А.С., Фролов Д.И. Симуширские землетрясения 2006-2007 гг. – новая страница в истории Курильской сейсмоактивной зоны // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: Тр. рег. научно-техн. конференции. Петропавловск – Камчатский, 2008. Т. 1. С. 215-219.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ШЛАКОВЫХ КОНУСОВ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

М.Д. Гиличинский¹, Д.В. Мельников², И.В. Мелекесцев², М. Инбар³, Н.Е. Зарецкая⁴

¹ Департамент лесных ресурсов и геоинформатики, SLU, Умео, Швеция,
e-mail: michael.gilichinsky@srh.slu.se

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: dvm@kscnet.ru

³ Департамент географии и изучения окружающей среды, Университет Хайфа, Хайфа, Израиль

⁴ Геологический институт РАН, Москва

Эволюция ландшафтов во времени является одним из ключевых вопросов современных геологических, палеогеографических и геоморфологических исследований. Элементарные формы вулканического рельефа, такие, как шлаковые конусы, как единичные, так и сконцентрированные в зонах моногенного или ареального вулканизма, разного возраста, строения и расположенные в разных климатических условиях, представляют собой прекрасную возможность для изучения процессов их разрушения и преобразования рельефа с момента образования конусов до настоящего времени. Шлаковые конусы представляют собой простейшие и наиболее часто распространенные формы вулканического рельефа. Скорость полного разрушения шлаковых конусов зависит от многих факторов, но более всего от климатических факторов, но, как правило, даже в самых благоприятных условиях не превышает первых миллионов лет. Морфометрические и морфологические методы исследований оказались достаточно хорошим инструментом для определения относительного возраста шлаковых конусов и степени их разрушения [Wood, 1980b; Hooper, 1995; Inbar and Risso, 2001; Parrot, 2007]. При подобных исследованиях производятся измерения морфометрических параметров конусов – относительной высоты, диаметра основания, крутизны склона и отношения между собой этих параметров.

Данные для морфометрических измерений могут быть получены с топографической карты, при полевых исследованиях, а также на основе информации дистанционного зондирования Земли. В данной статье, оценивается возможность использования именно данных дистанционного зондирования Земли для морфометрических измерений современных шлаковых конусов Толбачинского дола на Камчатке. Для большинства голоценовых шлаковых конусов этого района существуют тефрохронологические и радиоуглеродные датировки. Таким образом, имея информацию о возрасте их образования, мы можем сравнить основные морфометрические показатели старых конусов и конусов, появившихся здесь в 1975-1976 гг. В работе рассматриваются морфометрические характеристики 9 шлаковых конусов Толбачинского дола, полученных по данным их трёх различных источников – Цифровой Модель Рельефа (ЦМР) на основе стереоизображения со спутника TERRA ASTER, радиолокационных данных (SRTM) и данных полевых GPS измерений. Для каждого конуса были рассчитаны следующие показатели – высота (h), средняя крутизна склона (s), наибольший диаметр основания (dmj), наименьший диаметр основания (dmi), соотношение высота-ширина (h/D), где $D=(dmj+dmi)/2$. Данные GPS измерений (координаты на местности и высота над уровнем моря) использовались для геодезической коррекции спутниковых снимков и ЦМР, а также для уточнения морфометрических параметров (всего 45 контрольных точек). Было произведено сравнение морфометрических параметров полученных с ЦМР ASTER и ЦМР SRTM. Результаты сравнения показали хорошую корреляцию между данными цифровых моделей рельефа и полевыми измерениями. Таким образом, данное исследование представляет основу для создания калибровочной модели, которая позволит соотнести между собой данные абсолютных возрастных датировок и относительное датирование на основе морфометрических показателей. Сочетание данных дистанционного зондирования, ЦМР и исторических топографических данных позволяет производить оценки изменений вулканических ландшафтов до и после извержения (рис. 1).

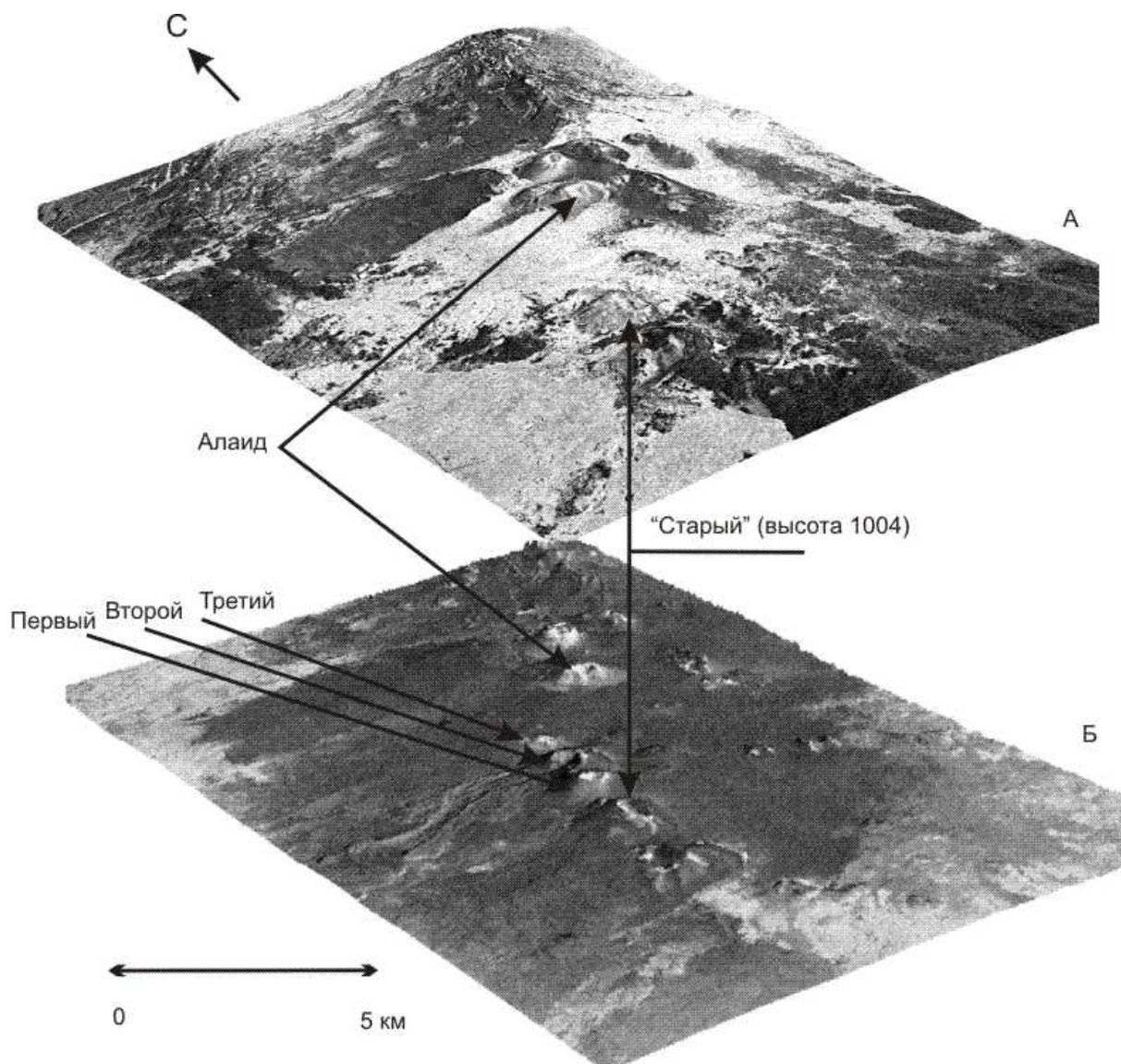


Рис. 1. Перспективное изображение района БТТИ до и после извержения. Цифровая модель рельефа, драпированная космическим снимком КН-9 28 июня 1975 г. (А). Цифровая модель рельефа, основанная на данных ASTER и драпированная космическим снимком Landsat ETM+ 9 сентября 2001 г.

Шлаковые конуса Толбачинского дола являются одними из наиболее молодых вулканических форм рельефа Камчатки. Толбачинский дол расположен в юго-западной части Ключевской группы вулканов, состоит из множества шлаковых конусов, лавовых потоков общей площадью 875 км², образовавшихся в последние 10-11 тыс. лет на высоте от 200 до 2500 метров над уровнем моря.

Наиболее свежее извержение (БТТИ) произошло в 1975-1976 гг., в результате которого были образованы 4 новых шлаковых конуса. В голоцене здесь насчитывается около 60 подобных событий. За последние 2 тыс. лет было образовано большое количество конусов, сложенных магнезиальными базальтами, к которым относятся и молодые конуса Северного прорыва БТТИ. Конусы, сформированные ранее толеитовыми базальтами, значительно меньше по размеру и объёму. Несмотря на достаточно короткий период времени, за который образовались конуса Толбачинского дола (10-11 тыс. лет), их морфология (особенно старых конусов) значительно изменилась. Кроме того стало известно [Федотов и др., 1984], что заметные изменения морфологии молодых конусов Северного прорыва БТТИ произошли сразу по окончании извержения в течение нескольких лет.

В нашей работе мы проанализировали морфологию и параметры следующих шлаковых конусов: 1. Первый (1975 г.), 2. Второй (1975 г.), 3. Третий (1975 г.), 4. Южный (1975-1976 гг.), 5. Красный (1740 г.), 6. Алаид (~ 1000 г.), 7. Каменистая (~ 650 г.), 8. Лагерный (~ 600 г.), 9. «Старый», высота 1004 (~ 500 г.).

Морфометрические параметры шлаковых конусов были рассчитаны на основе Цифровой модели рельефа, полученной из стереопары спутникового снимка ASTER (Рис. 2), с пространственным разрешением 15 метров. Полученные данные были сопоставлены с данными на основе топографической карты 1:25000 масштаба. Для уточнения данных ЦМР использовалось более 40 точек полевых GPS измерений.

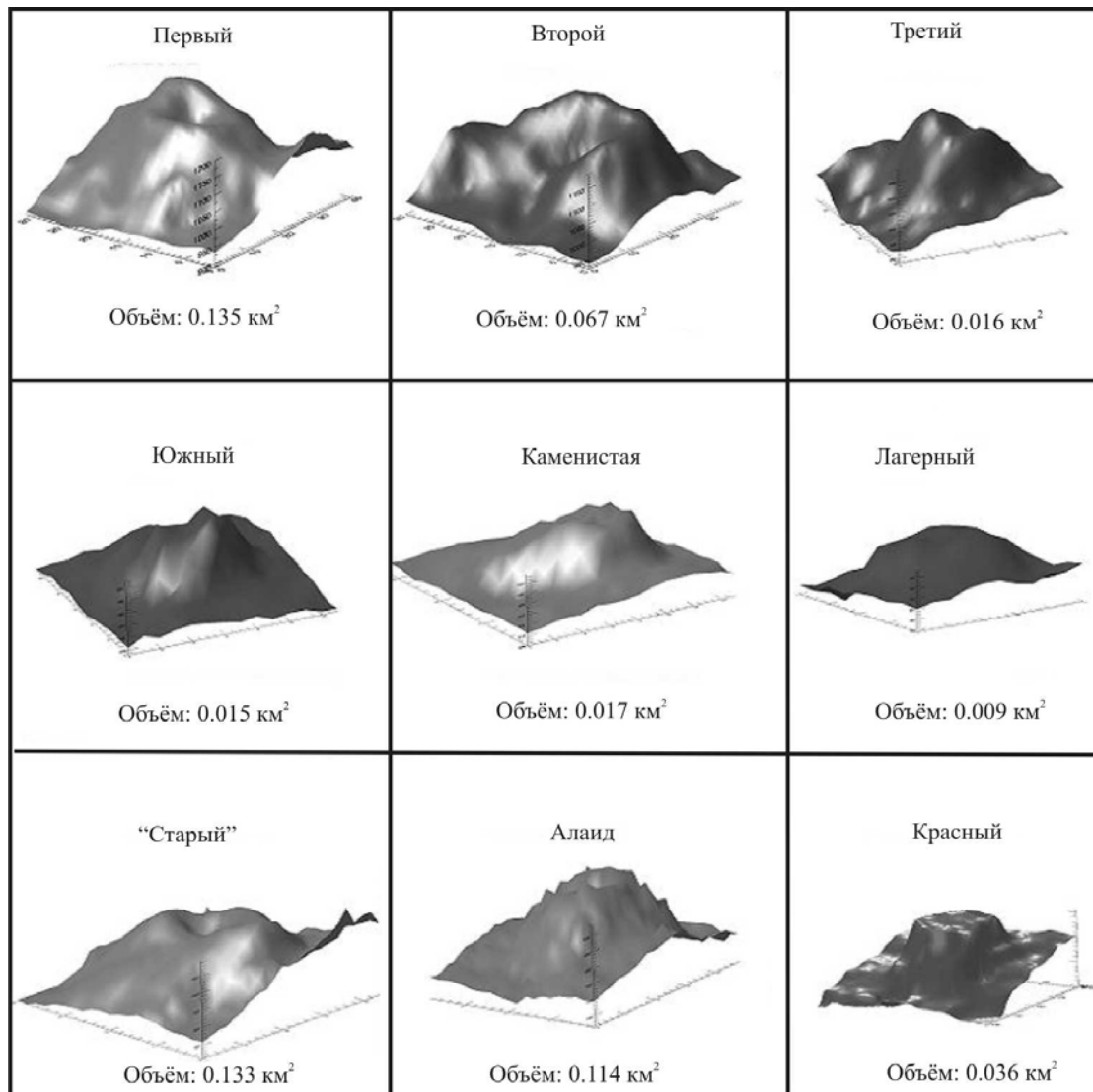


Рис. 2. Трёхмерное изображение шлаковых конусов и расчёт их объёмов на основе ЦМР ASTER.

Параметры относительной высоты шлаковых конусов, рассчитанных на основе ЦМР ASTER и ЦМР SRTM (пространственное разрешение 90 метров), оказались приблизительно равны и расположены в пределах от 50 до 250 метров. Основные морфометрические показатели, рассчитанные на основе ЦМР ASTER (крутизна склона и соотношение высота/основание), показывают прямую корреляционную зависимость между морфологией (степень денудации) и возрастом конусов. Для всех молодых конусов характерной чертой является крутизна склона, близкая к углу естественного откоса. В среднем, крутизна склона для молодых конусов составляет ~ 31,9 градусов, а для старых конусов этот параметр составляет ~ 26 градусов (Таблица 1). Средние соотношения высота/основание следующие: 0,22 (по данным ASTER) и 0,18 (по данным SRTM) для молодых конусов; 0,17 (данным ASTER) и 0,15 (по данным SRTM) для старых конусов. Возможной причиной несоответствия соотношения высота/основание для Третьего конуса и конуса Красный может быть достаточно сложная морфология этих построек, что несомненно сказывается на точности измерений.

Морфометрические измерения на основе ЦМР ASTER показали более высокую точность по сравнению с измерениями на основе ЦМР SRTM.

			Объём, км ³	Высота конуса (h), м		Крутизна склона (s), градусы		Средний диаметр основания (D), м		Соотношение высота - основание (h/D)	
				ASTER	карта	ASTER	карта	ASTER	карта	ASTER	карта
Молодые конуса	1	Первый	0.135	239	228	32.4	32.0	1125	1050	0.21	0.22
	2	Второй	0.067	205	211	32.7	31.8	800	870	0.26	0.24
	3	Третий	0.016	97	95	31.5	32.0	533	525	0.18	0.18
	4	Южный	0.015	117	113	31.2	31.0	550	550	0.21	0.21
«Старые» конуса	5	Красный	0.036	202	138	29.1	29.5	810	700	0.25	0.20
	6	Алаид	0.114	226	230	28.8	32.0	1409	1325	0.16	0.17
	7	«Старый» высота 1004	0.120	96	107	26.9	27.7	901	825	0.12	0.13
	8	Лагерный	0.009	56	70	25.2	23.5	425	500	0.13	0.14
	9	Каменистая	0.017	107	109	21.6	23.0	603	650	0.18	0.17

Таблица 1. Морфометрические параметры девяти шлаковых конусов Толбачинского дола, рассчитанные на основе ЦМР ASTER и топографической карты 1:25000 масштаба.

Результаты морфометрических измерения, представленные в этой работе, являются основой для дальнейших работ по определению относительного возраста шлаковых конусов.

Авторы выражают благодарность Институту вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, за оказание помощи при проведении полевых работ. Эта работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, грант № 06-05-72008 и Министерства науки и техники Израиля, грант № 3-3572.

Список литературы

- Федотов С.А.** и др. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975-1976. М.: Наука, 1984.
- Hooper D. M.,** Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacan-Guanajuato volcanic fields, Mexico, *Geofisica Internacional*, 1995. 34(3). P. 321-340.
- Inbar M., Rizzo C.** A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field – Payun Matru, south-central Andes, Argentina, *Z. Geomorph. N. F.*, 2001. 45(3). P. 321-343.
- Parrot JF** Tri-dimensional parameterization: an automated treatment to study the evolution of volcanic cones // *Geomorphologie*, 2007. 3. P. 247-258.
- Wood C. A.** Morphometric evolution of cinder cones // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1980. Vol. 7. P. 387-413.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И ПРОГНОЗ БУДУЩЕЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

О.А. Гирина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: girina@kscnet.ru

Вулкан Безымянный – один из самых активных вулканов Камчатки. Пробуждение после тысячелетнего молчания в 1955 г., катастрофическое извержение в 1956 г. и непрерывная активность вулкана на протяжении 54 лет, связанная с ростом лавового купола внутри эксплозивного кратера 1956 г., сделало этот вулкан широко известным в мире. По данным тефрохронологии, стратовулкан Безымянный начал формироваться 5500 лет назад [Брайцева и др., 1990]. Наиболее полно деятельность вулкана была восстановлена для последних 2500 лет. Были выделены 3 периода активизации вулкана продолжительностью 100-400 лет в интервалах 2400 - 1700 лет назад, 1300-1000 лет и с 1955 г. по настоящее время [Брайцева, Кирьянов, 1982; Брайцева и др., 1990]. Извержение 1956 г. оказалось самым мощным в истории вулкана.

В течение первых двадцати лет после катастрофического извержения активность вулкана выражалась в росте экструзивного купола в эксплозивном кратере 1956 г. Начиная с 1960 г., при эксплозивных извержениях вулкана, наряду с холодными и раскаленными лавинами грубого материала, стали формироваться пеплово-глыбовые пирокластические потоки. Новая фаза активности вулкана началась в 1977 г. и продолжается поныне. Отличительной чертой этого периода является относительно четкая стадийность развития извержения вулкана, его кульминации и завершающей фазы: медленное выжимание блоков вязкой лавы на вершине купола, пепловые эксплозии различной мощности и/или различной силы направленные взрывы, формирование отложений пирокластических потоков и пирокластических волн, выжимание вязкого лавового потока на склон купола [Богоявленская, Кирсанов, 1981; Гирина, 2001; Гирина, Горбач, 2006]. Начиная с 1977 г., экструзивно-эксплозивно-эффузивные извержения вулкана с подъемом пепловой колонны до 10 км над уровнем моря происходят, в основном, один или два раза в год. За период с 1977 по 2008 гг. произошло 37 кульминационных извержений вулкана: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volcanoes/Bezymianny/index.html>

Детальные исследования характеристик вулканических землетрясений и вулканического дрожания в районе вулкана Безымянный, происходивших в течение 1955-1963 гг., позволили П.И. Токареву выделить пять типов землетрясений и определить их происхождение [Токарев, 1966; Токарев, 1981]. Кроме этого, П.И. Токарев изложил принципиальную схему предсказания извержений вулкана Безымянный по изменению его сейсмической активности [Токарев, 1966]. Хотя характер роста внутрикратерной экструзии вулкана Безымянный немного изменился, в настоящее время установлено вокруг него множество сейсмических станций, обработка сейсмической информации частично автоматизирована, созданная П.И. Токаревым схема предсказаний извержений вулкана по состоянию его сейсмической активности продолжает работать.

Развитие дистанционных методов наблюдений за вулканами позволяет в настоящее время проводить непрерывный спутниковый мониторинг вулкана Безымянный. Такие наблюдения дают возможность заранее выявить появление термальной аномалии в районе вулкана, проследить рост ее размера и температуры во времени, и на основании таких данных предсказывать кульминационные извержения вулкана. Одна из пионерных работ, связанная с разработкой прогноза извержения Безымянного на основании спутниковых данных, была опубликована в 2000 г. [Schneider D.J. et al.]. С 1998 г., в рамках договора о международном сотрудничестве, ученые Аляскинской вулканологической обсерватории (АВО) пересылают результаты обработки спутниковой информации по вулканам Камчатки в группу KVERT (Камчатскую группу реагирования на вулканические извержения), с 2002 г. сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН осуществляется непрерывный спутниковый мониторинг вулкана Безымянный [Гирина, 2008]. Благодаря наблюдениям за изменением термальной аномалии в районе вулкана, учеными ИВиС в 2001-2008 гг. было предсказано 7 извержений Безымянного (16 декабря 2001 г., 25 декабря 2002 г., 11 января 2005 г., 9 мая 2006 г., 11 мая 2007 г., 14-15 мая 2007 г., 19 августа 2008 г.).

Список литературы

Богоявленская Г.Е., Гирина О.А. Вулкан Безымянный: 50 лет активности // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный)». 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский, 2006. С. 13-18.

Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянного // Вулканология и сейсмология, 1981. № 2. С. 3-13.

Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю. О прошлой активности вулкана Безымянный по данным тефрохронологических исследований // Вулканология и сейсмология, 1982. № 6. С. 44-55.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П. Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология, 1990. № 2. С. 3-22.

Гирина О.А. Желобы и каньоны у подножия экструзивных куполов стратовулканов // Знать свое отечество во всех его пределах... Сб. трудов 18-Крaшенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 44-47.

Гирина О.А. 15 лет деятельности Камчатской группы реагирования на вулканические извержения // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 52-59.

Гирина О.А., Горбач Н.В. Извержение вулкана Безымянный 11 января 2005 г. // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный)». 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский, 2006. С. 85-94.

Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 120 с.

Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.

Schneider D.J., Dean K.G., Dehn J. et al. Monitoring and analyses of volcanic activity using remote sensing data at the Alaska Volcano Observatory: case study for Kamchatka, Russia, December 1997: in Mouginis-Mark, P. J., Crisp, J. A., and Fink, J. H., Remote sensing of active volcanism, American Geophysical Union Geophysical Monograph 0116, P. 65-86.

КОРЯКСКИЙ ВУЛКАН – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И АКТИВИЗАЦИЯ 2008-2009 гг.

Е.И. Гордеев, В.А. Дроздин, И.К. Дубровская, Я.Д. Муравьев, А.А. Овсянников

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: gordeev@kscnet.ru

Вулкан Корякский, относится к крупнейшим вулканическим сооружениям на Камчатке и, вместе с Авачинским вулканом, соседствует в непосредственной близости к наиболее населенной территории Камчатского края. Это типичный стратовулкан раннечетвертичного возраста (абс. высота 3456 м), постройка которого сложена вязкими лавами андезитового и базальтового состава (рис. 1). Современный кратер, заполненный ледником, расположен с западной стороны вершинного гребня. На северо-западном склоне, в пределах высот 2900-3100 м, прослеживается грабенообразная трещина, к которой приурочены основные фумарольные площадки вулкана. Тепловая мощность термальных полей оценивается в 15-20 МВт.



Рис. 1. Корякский вулкан. Вид от г.Елизово.

В историческое время Корякский вулкан, в основном, характеризуется фумарольной деятельностью. В отдельные годы под ним и в его постройке наблюдаются всплески слабой сейсмической активности и кратковременные усиления фумарольной деятельности (например, в 1994 г.). Реже, как это произошло в 1956-1957 гг., фумарольная деятельность может перерасти в слабое фреатическое (фреатомагматическое) извержение.

В мае 2008 г. началось новое усиление сейсмической деятельности под вулканом. В основном происходили землетрясения 4-6 класса, регистрируемыми в постройке до глубины 8 км и редкими событиями до 8 класса на глубине 5 км.

С конца октября 2008 г., после длительного периода слабой деятельности фумарольных площадок вулкана группами мониторинга ИВиС ДВО РАН и КФ ГС РАН наблюдалось постепенное нарастание интенсивности фумарол и, к концу декабря на северо-западной трещине на месте фумарольных выходов проработались три эруптивные жерла и началось собственно извержение (рис. 2). Пеплогазовая колонна, в зависимости от атмосферных условий, поднималась до 300-500 м над вершиной с формированием эксплозивных шлейфов.

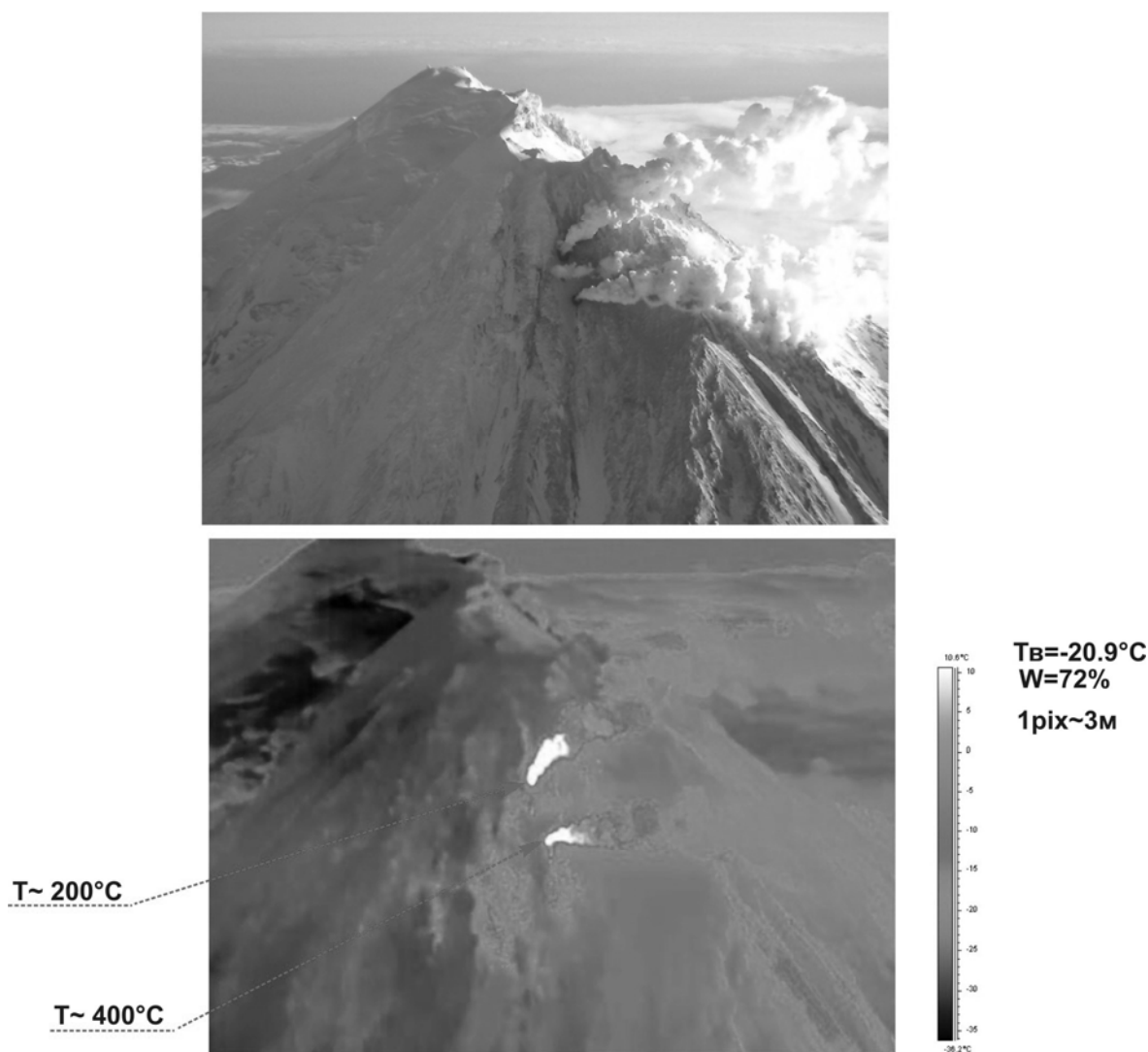


Рис. 2. Характер деятельности вулкана в начале извержения (8 января 2009 г.). На нижнем тепловом снимке фиксируются два эруптивных жерла с температурами на выходе до 400°C.

Первые месяцы извержения подробно обсуждались на конференции Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в конце марта 2009 г. и публикуются в её трудах. Отметим лишь, как особенность именно этого извержения, необычайно большую видимую длину шлейфа (до 600 км 18-19 февраля), обусловленную не столько мощностью извержения, сколько наличием аэрозолей и сухостью атмосферы в зимних условиях.

В дальнейшем, до настоящего времени (сентябрь) извержение протекало с переменной активностью. Это можно проследить по изменчивости сейсмичности под вулканом (рис.2). Фаза максимальной эруптивной деятельности отмечена с марта по конец апреля 2009 г. Особенно значительное усиление извержения, когда формировалась эруптивная туча нагруженная пеплом, происходило в первой декаде марта, а также 23 марта и 9 апреля. Умеренные пеплопады в основном распространялись в северном и восточном направлениях от вулкана.

С мая по сентябрь извержение пошло на убыль, но в начале июля и с 15 по 19 августа происходили резкие усиления, вызывая беспокойство у населения. В начале сентября эруптивная деятельность опять ослабла. Наблюдается парогозовая колонна с незначительной примесью мелкого пепла в шлейфе.

Извержение в течение всего времени сопровождается сейсмической активностью. Ее изменения в течение года приведены на рис.3.

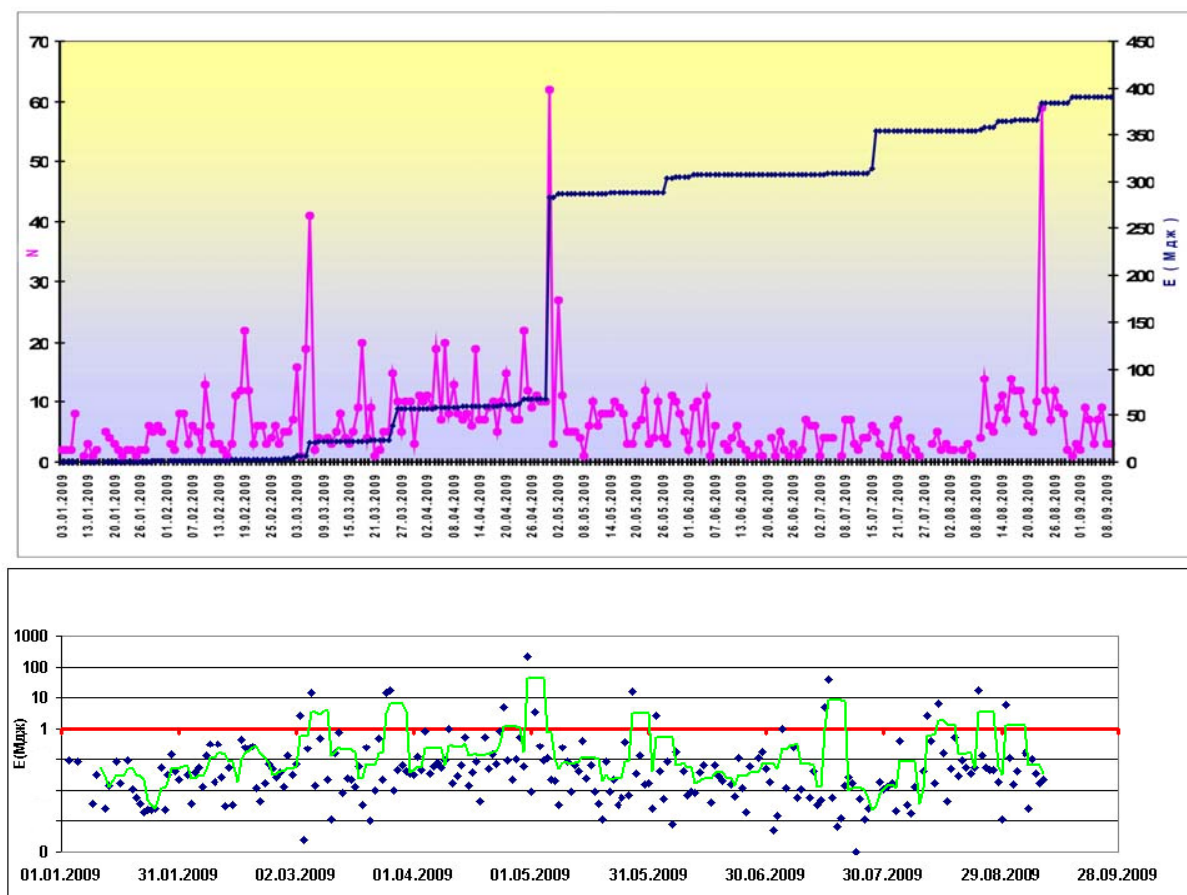


Рис. 3. Сейсмическая активность в пределах постройки вулкана Корякский в течение 2009 г. N – количество землетрясений в сутки (по Гринвичу), E – энергия, выделяемая землетрясениями в ходе извержения (Мдж) где на верхнем графике показана кумулята, а на нижнем – суточный ход (в логарифмическом масштабе), сглаженный по 5 дням.

В общем, извержение Корякского вулкана можно характеризовать как слабое взрывное и даже выделить подобный механизм деятельности в отдельный **Корякский** тип. В связи с особенностями формирования эруптивной колонны, связанными как с морфологией склона в районе эруптивного центра и местной атмосферной циркуляцией, мощность извержения рассчитана через уравнение теплового баланса.

На границе области интенсивного теплообмена и области всплывания, где известно сечение шлейфа, можно записать уравнение теплового баланса, полагая, что извергаемый пар с массовым расходом Q кг/с, имеющий теплосодержание (при максимальной зарегистрированной температуре 4500С) $J=3382$ кДж/кг*град, нагревает воздух (теплоёмкость $c=1$ кДж/кг*град, плотность $\gamma=1.2$ кг/м³) на $\Delta T=200$ С, создавая поток, движущийся со скоростью $v=7$ м/с и имеющий сечение $D=30$ м. В конечном итоге получим расход пара $Q=35$ кг/с и тепловую мощность струйного термика 100 мВт.

В результате расчета по этим оценкам общая масса водяного пара за время извержения (250 дней) оценивается в 10^6 т. Энергия извержения в 300 Мдж. Источник тепла логично связать с магмой. Такая энергия может быть получена, например, при кристаллизации магмы объёмом $3 \cdot 10^6$ м³. Извергаемый пар может быть как ювенильным, так и метеорным. По крайней мере, по современным представлениям в гидротермальных системах циркулируют в основном метеорные воды. Если всё же полагать, что пар ювенильный, то для примера, приняв весовое содержание воды в магме 1%, получим объём магмы (при плотности пород 2500кг/м³) – $3 \cdot 10^7$ м³. Очевидно, что эти значения объёмов значительно меньше объёма пород, трассируемого эпицентрами землетрясений.

ВЕРШИННЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ (КАМЧАТКА) В XXI СТОЛЕТИИ

Н.А. Жаринов, Ю.В. Демянчук

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: nzar@ksnet.ru, yuridem@emsd.ru

В настоящем сообщении рассматриваются вершинные извержения вулкана Ключевской 2003-2009 гг. Базальтовый Ключевской вулкан, со средним расходом 60 млн. т. в год и средней высотой 4750 м. по частоте извержений находится на первом месте среди Камчатских вулканов. В настоящее время имеются данные о 13 побочных и 17 крупных вершинных извержениях [Пийп, 1956; Федотов и др., 1987; Федотов и др., 1988; Федотов, Жаринов, 2007]. Во время наибольшей активности вулкана в 1974-1994 гг. произошло 9 побочных и 8 вершинных извержений. Объем отдельных побочных извержений превышал 50 млн. т., максимальный объем вершинных извержений был близок 100 млн.т.



Рис. 1. Фреатические взрывы на склоне в. Ключевской 06.03.2005.
Лавовый поток в Крестовском желобе опустился до отметки 3 т.м.

В это время наблюдались такие явления, как подъем абсолютных высот эруптивных центров побочных прорывов и интенсивный процесс трещинообразования в постройке вулкана. Высоты эруптивных центров достигли отметок 4.2-4.5 т.м. Возник вопрос – не вызовут ли указанные события разрушение и локальный обвал вершинной части постройки вулкана? [Малышев, 2000; Федотов и др., 1987]. Такая возможность допускалась в двух вариантах. В первом случае разрушение предполагалось

в ближайшие годы и десятилетия, второй вариант развития событий предполагал возможное разрушение его постройки в отдаленном будущем. К настоящему времени предположение о разрушении конуса в ближайшем десятилетии, к счастью не оправдалось.

Основная, реальная опасность от извержений Ключевского вулкана связана с выпадением пепла; излиянием жидкой лавы на склоны вулкана; образованием грязевых потоков, распространяющихся на 25-30 км и более от вулкана. Во время последних, сильных и очень сильных вершинных извержений (1993, 1994, 2003-2004, 2005, 2007 гг.) наблюдались пепловые шлейфы протяженностью более 1000 км. Обычно, в силу направленности розы ветров, шлейфы распространяются в направлении восток-запад, пересекая при этом трассы воздушных авиалиний. Во время таких событий возникает реальная опасность для авиатранспорта.

Период интенсивной активности вулкана закончился в 1994 г. пароксизмальным извержением, во время которого дно вершинного кратера понизилось на 550 м. [Жаринов, Демянчук, 2008]. Наступила пауза в извержениях вулкана, во время которой шло заполнение центрального кратера лавой, после которой прошла новая серия вершинных извержений: (19.05.2003-27.01.2004; 16.01.2005-06.04.2005; 15.02.2007-09.07.2007; 13.10.2008-09.01.2009).

Для оценки состояния вулкана и прогноза его деятельности важно знать время начала извержений, их продолжительность, а также объем изверженных продуктов. Установить закономерности в деятельности вулканов предпринимались ранее и продолжают в настоящее время [Токарев, 1988; Иванов, 2005]. Для долгосрочных оценок времени побочных извержений

В.А. Широковым определены активные фазы в 18.6 летнем цикле изменения лунной орбиты во время обращения Луны вокруг Земли [Широков, 1985]. Оказалось, вершинные извержения, произошедшие в начале XXI столетия, также попадают в выделенные активные фазы [Жаринов, 2008].

Развитие событий на всех 4 извержениях шло примерно по одному сценарию.

1. Подготовка извержения начиналась с появления свечения и пепловых выбросов в центральном кратере.

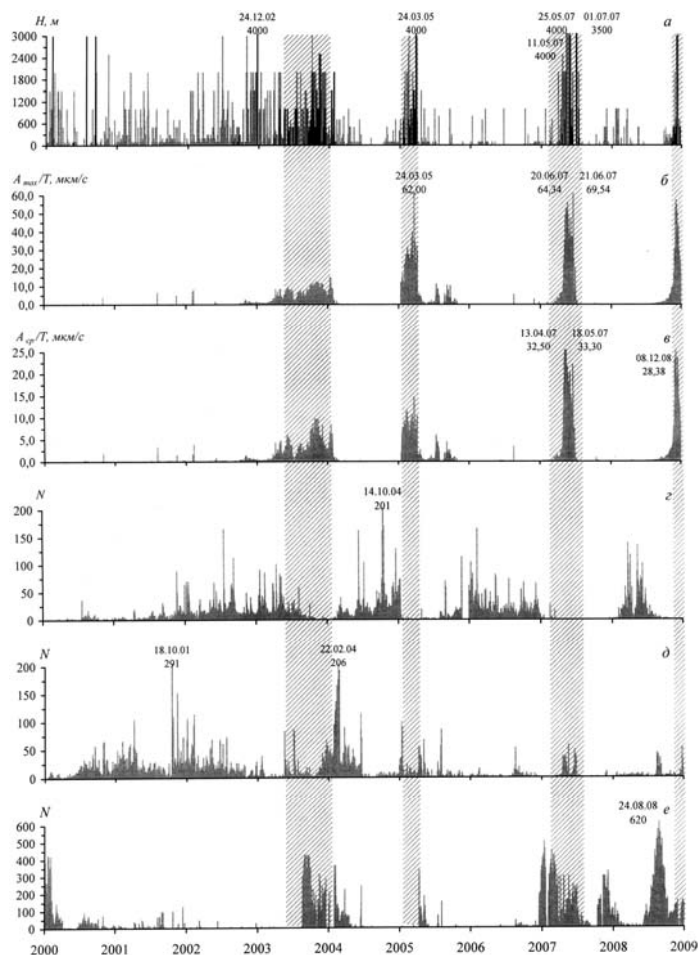


Рис. 2. Суточные характеристики вулканической и сейсмической активности в. Ключевской в 2000-2009 гг.: а - изменение высот парогазовых и газопепловых выбросов, б-среднее вулканическое дрожание A_{sp}/T мкм/с, в - максимальное ВД, г - число вулканических землетрясений I типа, д - число вулканических землетрясений II-III типов, е - число землетрясений IV типа.

2. В начальный этап извержения обычно наблюдалась усиленная эксплозивная деятельность. В ночное время над кратером отмечалось фонтанирование лавы, днем – пепловые выбросы. Эксплозивный этап извержения сопровождался образованием внутрикратерного шлакового конуса.

3. При заполнении вершинного кратера лавой происходило изливание ее на склоны вулкана, наступал эффузивный этап извержения.

4. Поступление раскаленной лавы на склоны вулкана вызывало интенсивное таяние снега и льда. В конце лавовых потоков происходили серии фреатических взрывов, возникали грязевые потоки – лахары.

5. Завершение извержений сопровождалось мощной эксплозивной деятельностью, в ходе которой могли возникать провалы дна кратера.

Главными предвестниками готовящегося извержения являются изменения характеристик сейсмического режима, а также изменения деформаций земной поверхности склонов вулкана [Жаринов, 2008; Сениуков, 2008; Федотов, 1988; Федотов, 2006]. Отмечено, в периоды подготовки извержений эпицентры землетрясений группируются на глубине 25-30 км, во время извержений эпицентры землетрясений располагаются на глубинах 5-0 км ниже у.м.. Извержения обычно сопровождаются интенсивным вулканическим дрожанием. По периодам вулканического дрожания можно точно определить время извержения (рис. 2).

Основная опасность для населения во время вершинных извержений вулкана Ключевской происходит от грязевых потоков – лахар. Впервые грязевой поток вблизи пос. Ключи был отмечен во время вершинного извержения 2 декабря 1985 г. Самый мощный лахар

прошел во время пароксизмального извержения 1 октября 1994 г. Объем отложений в устье лахара превышал 0.01 км^3 (таблица 1). Во время извержений 2003-2009 гг. лахары не наблюдались только в 2003 г. Это было первое после длительного перерыва извержение, во время которого продолжалось заполнение лавой вершинного кратера. Извержение 2003-2004 гг. было преимущественно эксплозивным. Маршруты распространения лахар были приурочены к руслам сухих рек: Киргурич, Крутенькая и Сухая. Возможность изменения маршрутов распространения грязевых потоков в сторону пос. Ключи отсутствует из-за рельефа местности. Поэтому грязевые потоки опасность для пос. Ключи не представляют. Табл.1.

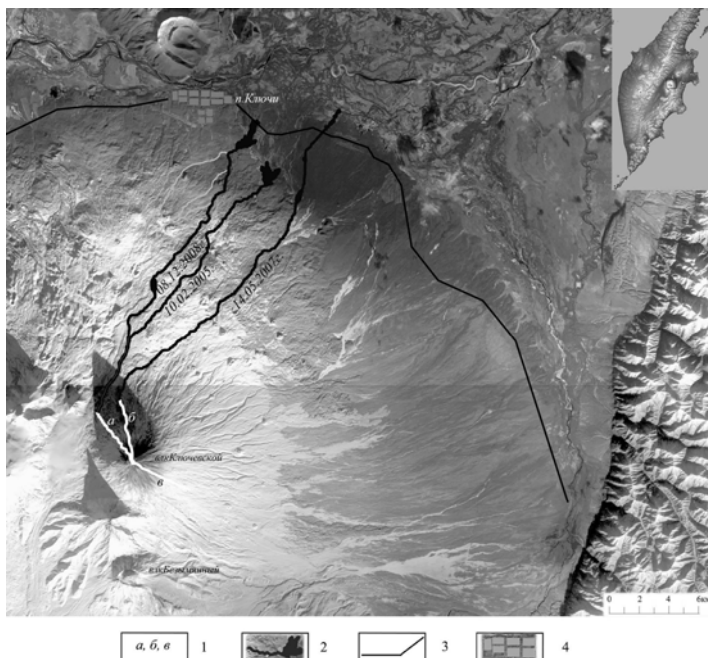


Рис. 3. Схема распространения лавовых и грязевых потоков (лахар) во время вершинных извержений в 2005, 2007, 2008-2009 гг.: 1 - лавовые потоки, а - Ушковский желоб, б - Крестовский желоб, в - Апахончичский желоб; 2- маршруты распространения грязевых потоков; 3 - трассы местных автомобильных дорог; 4 - пос. Ключи. Характеристики сейсмической активности приведены по данным Ключевского отряда КФ ГС РАН.

Периоды интенсивных пеплопадов сопровождали все вершинные извержения в 2003-2009 гг. Самые весомые пробы в пос. Ключи (расстояние от центра кратера вулкана 32 км.) были отобраны 25 марта 2005 г. (340 г/м^2) и 12 мая 2007 г. (330 г/м^2). Объем извергнутой лавы и пепла в млн.м³ по годам был следующий: 2003-2004 гг.- 60(2); 2005 г.-50(10); 2007-40(6); 2008-2009 гг. -20(2), в скобках доля пепла.

Таблица. Некоторые характеристики грязевых потоков вершинных извержений вулкана Ключевской в 1985-2009 гг.

Извержение	Дата образования потока	Направление движения потока	Длина потока, км.	Площадь отложений (км^2) в конце потока	Средняя мощность отложений, м.	Объем отложений $\text{км}^3 \cdot 10^{-3}$
1985	02.12.1985	р.Сухая, р.Крутенькая	30	1.2	0.6	0.7
1993	19.07.1993	р.Киргурич, р.Крутенькая	33	2.5	1.0-1.5	2.5
1994	1.10.1994	р.Киргурич, р.Крутенькая	29	6.5	1.5	9.8
2005	01.02.2005	р.Крутенькая	25	1.8	0.5	1.4
2007	14.05.2007	р.Киргурич	35	1.2	0.5	0.6
2008	08.	р.Сухая	25	1.1	1.0	1.1

В середине 2009 года заканчивается активная фаза, связанная обращением Луны вокруг Земли. Следующая активная фаза будет проходить с середины 2011 г. до середины 2013 г. В это же время следует ожидать очередную активизацию вулкана.

Список литературы

Адушкин В.В., Зыков Ю.Н., Федотов С.А. Механизм разрушения вулканической постройки вследствие потери устойчивости и оценка размеров возможного обрушения Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология, 1994. № 6. С. 81-85.

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Вершинное извержение вулкана Ключевской (Камчатка) в 2007 г. // Материалы конференции, посвященной дню вулканолога 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 81-89.

Иванов В.В. Новый эруптивный цикл Ключевского вулкана и прогноз его развития (за период 2003-2005 гг. и далее) // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога 30 марта-1 апреля 2005 г. Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 87-95.

Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург. 2000. 261 с.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Труды лаборатории вулканологии. 1956. Вып.11. 311 с.

Сенюков С.Л., Дрознина С.Я., Нурдаева И.Н. и др. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными методами в 2007 году // Материалы конференции, посвященной дню вулканолога 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский. 2008. С. 254-263.

Токарев П.И. Прогноз побочных извержений вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология, 1988. № 6. С. 47-61.

Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932-1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология, 1987. № 4. С. 3-16.

Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология, 1988. № 2. С. 4-42.

Федотов С.А., Хубуная С.А., Жаринов Н.А. и др. Извержения вулканов Шивелуч и Ключевской в 1993 г. и их влияние на окружающую среду // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 8. С. 117-131.

Федотов С.А., Жаринов Н.А. Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986-2005 гг. и механизме его деятельности. 2007. № 2. С. 3-31.

Широков В.А. Некоторые вопросы методики комплексного прогноза извержений вулкана Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1985. № 6. С. 87-95.

ИЕРАРХИЯ ВЗРЫВОВ ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНА: ВУЛКАН ДЕ КОЛИМА, МЕКСИКА

В.М. Зобин¹, О.Э. Мельник², К. Наварро¹, Г.А. Рейес¹, М. Бретон¹

¹Вулканологическая Обсерватория, Колимский Университет, Колима, Мексика,
e-mail: vzobin@ucol.mx

²Институт механики, Московский Университет, Москва

Вулкан де Колима (Volcán de Colima) расположен в западной части Транс-Мексиканского вулканического пояса (рис. 1) и является самым активным вулканом Мексики. Для него характерен широкий спектр эруптивной активности, включающий рост экструзивных куполов и их разрушение последующими взрывами разной силы. Начиная ноября 1997 года, вулкан находится в состоянии постоянной активности. Три экструзивных купола, сформированные в 1998-1999, 2002-2003 и в 2004 годах, были разрушены сериями сильных взрывов Вулканианского типа [Zobin et al., 2008]. Наше исследование посвящено анализу закономерностей, отмеченных для вулканических взрывов разной мощности. Определение энергии взрывов проводится по данным сейсмических наблюдений на основе концептуальной модели, разработанной в [Zobin et al., 2006; 2009].

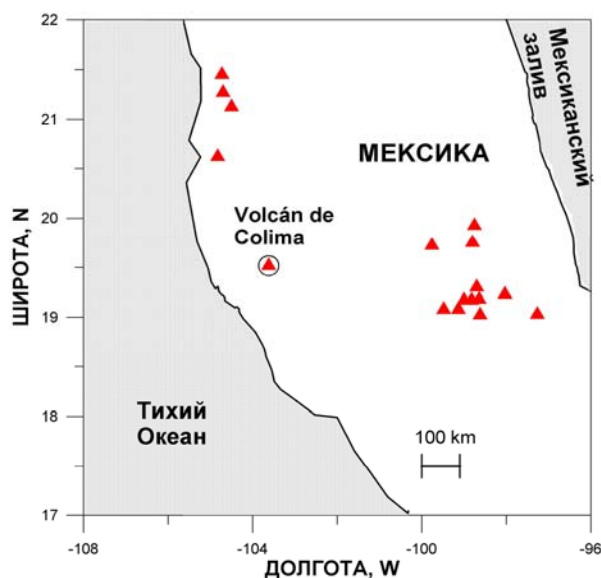
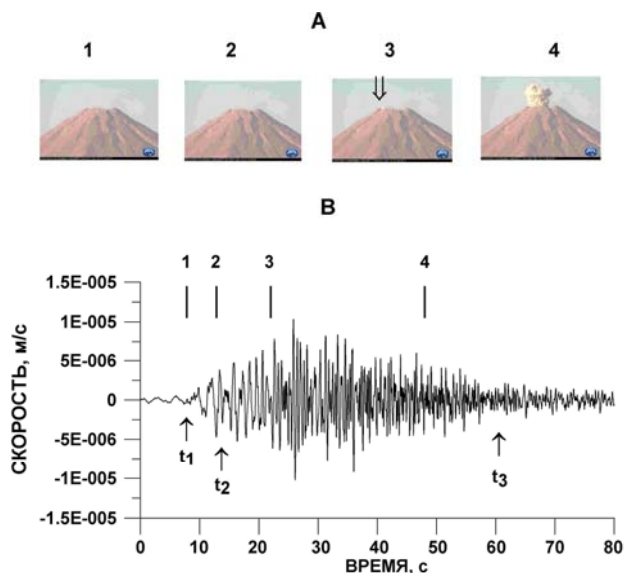


Рис. 1. Географическое положение Вулкана де Колима. Вулканы Транс-Мексиканского вулканического пояса показаны треугольниками.

Вулканический взрыв, как полагают [Cashman et al., 2000; Melnik and Sparks, 2002], является результатом процесса фрагментации, который трансформирует магму из жидкости, наполненной дисперсными пузырьками газа, в газ, наполненный дисперсными жидкими и твердыми частицами. Фрагментированная магма движется к поверхности выводного канала и производит выброс из кратера. Рис. 2 показывает соотношение между взрывным процессом и его сейсмической записью. Можно видеть, что вулканическая колонна начинает формироваться над кратером вулкана только через 15 с после начала сейсмического сигнала.



Это свидетельствует о том, что начальная часть сейсмической записи генерируется процессом, происходящим в выводном канале перед взрывом. Концептуальная модель предполагает

Рис. 2. Видео и сейсмо записи вулканического взрыва. Стрелка на видеоролике 3 и индекс 3 на сейсмограмме показывают начало выброса материала.

двухактный процесс, состоящий из движения фрагментированной магмы в выводном канале и собственно взрыва. Первому акту соответствует начальный импульс (между t_1 и t_2 , до взрывной импульс), продолжительность которого предполагается функцией глубины генерации взрыва. Последующая группа колебаний (между t_2 и t_3 , взрывной импульс) сопровождает выброс и её амплитуда пропорциональна энергии взрыва.



Рис. 3. Типичное соотношение между эффузивной и эксплозивной активностью на вулкане де Колима.

В ходе развития экструзивного процесса на Вулкане де Колима взрывные события были распределены следующим образом (Рис. 3): во время излияния андезитовой лавы взрывы были немногочисленны и слабы; по завершению эффузивной активности и постройки лавового купола, число слабых взрывов резко возрастает, а затем плавно уменьшается. На фоне немногочисленных слабых взрывов происходит серия сильных взрывов, которые разрушают лавовый купол. Серии микровзрывов возникают при завершении эффузивной активности, особенно в период сильных взрывов (Рис. 4).

Сейсмические записи сильных, слабых и микровзрывов подобны. Они состоят из двух групп колебаний, аналогичных тем, что показаны на рис. 2, и соответствуют процессу, описываемому двухактной моделью генерации сейсмического сигнала при вулканическом взрыве [Zobin et al., 2006; 2009]. Это позволяет провести оценку энергии E всех трёх категорий взрывов по единой формуле [Zobin et al., 2006]

$$E = E_{ст} / p \times k,$$

где p - коэффициент, учитывающий долю сейсмической энергии в полной энергии взрыва; k - коэффициент затухания энергии взрыва от очага до станции, и $E_{ст}$ - энергия взрывного импульса, записанного на данной сейсмической станции, оцененная из спектра Фурье этого сигнала. Оценки энергии варьировали от 10^5 до 10^{13} J. На рис. 5 показаны распределения энергии внутри трёх групп взрывов: сильных ($E \geq 10^{11}$ J), зарегистрированных в марте-сентябре 2005 года и разрушивших купол 2004 года; слабых ($10^7 < E \leq 10^{11}$ J), отмеченных сразу после завершения эффузивной активности 2004 года, и микровзрывов, отмеченных в период сильных взрывов в мае-июне 2005 года.

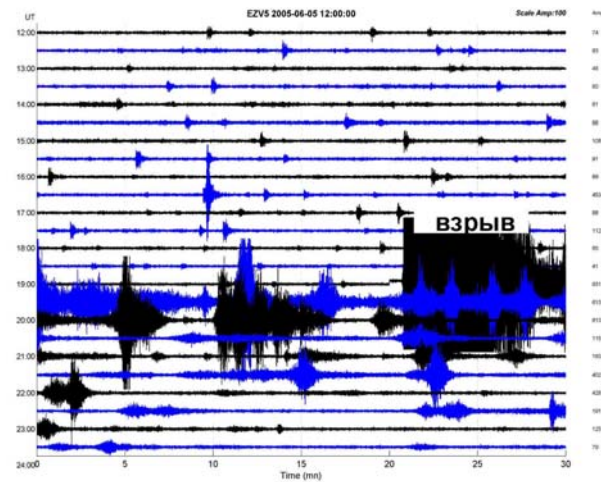


Рис. 4. Сейсмограмма, показывающая серию микровзрывов во время периода сильных взрывов.

Можно видеть, что эти три распределения подобны. Аналогичное распределение энергии взрывных землетрясений было отмечено для вулкана Карымский во время извержения 1965 года [Токарев и Фирстов, 1967]. Значимое различие величин пиков трёх распределений на рис. 5, проверенное с помощью критерия Стьюдента на 95% уровне значимости, указывает на независимый характер их происхождения и различие в процессе движения магматического материала перед взрывом разного типа.

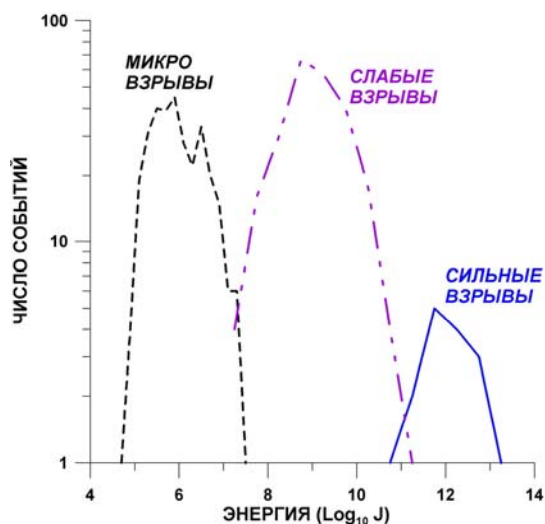


Рис. 5. Распределение энергии разного типа взрывов.

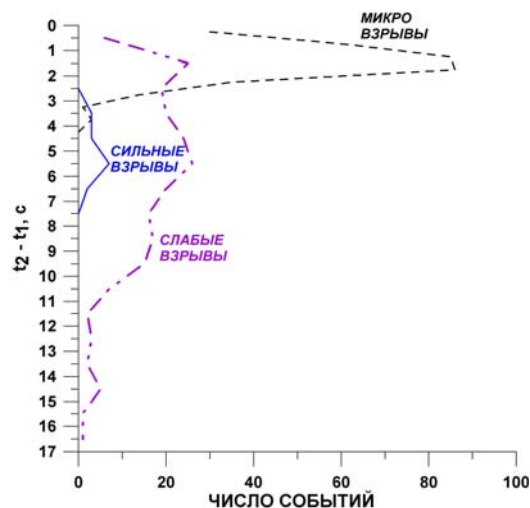


Рис. 6. Распределение длительности $t_1 - t_2$ дозрывного сигнала разного типа взрывов.

Рис. 6 показывает распределение величин $t_2 - t_1$, равных длительности дозрывного импульса и пропорциональных глубине генерации взрыва, в соответствии с концептуальной моделью [Zobin et al., 2006; 2009]. Мы не можем дать абсолютную оценку глубины зарождения взрывов, но можем оценить относительное положение глубин зарождения трёх групп взрывов. Как можно видеть, диапазоны глубин зарождения сильных и микровзрывов достаточно определены. Микровзрывы зарождаются в близповерхностной зоне выводного канала. Очаги генерации сильных взрывов располагаются несколько глубже. В то же время, слабые взрывы генерируются в широком диапазоне глубин внутри выводного канала: от приповерхностной зоны до глубин, существенно превышающих глубины зарождения сильных взрывов.

Эти результаты, а также полевые наблюдения [Zobin et al., 2006], позволяют сделать следующие выводы:

1. Существует определённая иерархия взрывов андезитового вулкана: выделяются сильные, слабые и микровзрывы, последовательности которых имеют различную природу, но находятся в определённой временной зависимости друг от друга.

2. Слабые взрывы возникают сразу по окончании эффузивной активности. Они характеризуются газовой-пепловыми выбросами, отражая, по-видимому, высвобождение газа из новой порции магмы, заполняющей освободившееся пространство в выводном канале. Фрагментационная волна, распространяющаяся вниз по каналу от уровня фрагментации [Melnik and Sparks, 2002], не распространяется глубоко внутрь свежеподнявшейся магмы, порождает очаги слабых взрывов вдоль выводного канала.

3. Газовые микровзрывы генерируются внутри и снаружи остывающей лавовой пробки сформировавшегося купола и разрабатывают зоны трещин в куполе.

4. Деятельность слабых и микро взрывов создаёт условия для возникновения сильных взрывов. Они генерируются сразу под зоной генерации микровзрывов, используя разработанные микровзрывами зоны трещин для быстрого выхода фрагментированного материала на поверхность. При этом происходит как существенное разрушение лавового купола, так и дробление магмы под ним. Сильные взрывы порождают высокие эруптивные колонны, падение пирокластического материала из которых, как правило, порождает пирокластические потоки.

Список литературы

Токарев П.И., Фирстов П.П. Сейсмологические исследования вулкана Карымского // Бюлл. вулканол. ст., 1967. 43. С. 9-22.

Cashman K.V., Sturtevant B., Papale P. et al. Magmatic fragmentation. In: H. Sigurdsson (ed) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, 2000. P. 421-430.

Melnik O., Sparks R.S.J. Modelling of conduit flow dynamics during explosive activity at Soufriere Hills volcano, Montserrat. In: *The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Eds. T.H. Druitt and B.P. Kokelaar, Geol. Soc. London, Memoirs 21, 2002. P. 307-318.

Zobin V.M., Navarro C., Reyes-Dávila G.A. et al. The methodology of quantification of volcanic explosions from broadband seismic signals and its application to the 2004-2005 explosions at Volcán de Colima, México // *Geophys. J. Int.*, 2006. 167. P. 467-478.

Zobin V.M., Varley N.R., González M., et al. Monitoring the 2004 andesitic block-lava extrusion at Volcán de Colima, México from seismic activity and SO₂ emission // *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 2008. 177. P. 367-377.

Zobin V.M., Reyes G. A. Guevara E. et al. Scaling relationship for Vulcanian explosions derived from broadband seismic signals // *J. Geophys. Res.*, 2009. 114. doi:10.1029/2008JB005983.

АНАЛИЗ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ДОЛИНЫ ГЕЙЗЕРОВ (КАМЧАТКА) ПОСЛЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ОБВАЛА-ОПОЛЗНЯ 3 ИЮНЯ 2007 Г

А.В. Кирюхин, Т.В. Рычкова, В.А. Дрознин, Е.В. Черных

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: avk2@kscnet.ru

Исследования высокотемпературных гидротермальных систем являются уникальной возможностью для проверки и развития теоретических основ термофлюидогеодинамики на примере объектов, находящихся в экстремальных гидрогеологических условиях.

Концептуальная гидрогеологическая модель условий, предшествующих катастрофическому обвалу 3 июня 2007 г. в Долине Гейзеров.

Обвал 3 июня 2007 г. в Долине Гейзеров на Камчатке не явился неожиданным для региона, в котором постоянно извергаются 2-3 вулкана и ежегодно происходит 1-2 землетрясения с магнитудой более 6.0. Однако неожиданным явилось то место в Долине Гейзеров, в котором этот оползень произошел - бассейн ручья Водопадного, не характеризующийся такими крутыми склонами и такой интенсивной гидротермальной деятельностью, как река Гейзерная в ее среднем и нижнем течении. Поэтому ключевым является вопрос почему 3 июня 2007 г. обвал, сопровождаемый мощным выбросом пара в зоне отрыва (Шпиленок, личн. сообщ., 2007) преобразовался в обломочно-грязевой поток и за 2 минуты переместил около 20 млн. м³ горных пород [Двигало, 2007].

В [Голева, 1993; Сугробов и др., 2004] изложена гидрогеологическая модель гидротермальной системы Долины Гейзеров. Оползневые процессы 3-06-07 имели место на кровле гидротермального резервуара, сложенной преимущественно Гейзерной пачкой (Q_3^4 grn) озерно-кальдерных отложений (пемзовые туфы, туфогравелиты, туфопесчаники, линзы брекчий), выполняющих роль верхнего относительного водоупора и характеризующихся углом падения на северо-запад $8-25^\circ$ (рис. 1) Восходящий поток глубинного теплоносителя на контакте подошвы Гейзерной пачки и кровли Устьевого пачки разделяется на водную фазу, движущуюся по падению контактовой зоны в западном направлении, и паровую фазу, движущуюся по восстанию контактовой зоны в юго-восточном направлении. Западный преимущественно водный поток фиксируется разгрузкой гейзеров и горячих источников № 7, 16 – 41 хлоридного натриевого состава (с 3 июня 2007 г. часть этого расхода поступает в Подпрудное озеро). Юго-восточный поток пара движется по восстанию контакта подошвы Гейзерной пачки и кровли Устьевого пачки в направлении северо-восточного борта оползня 3-06-07 и фумарол № 12 и 44. Изложенная выше схема циркуляции потоков подтверждается также следующими наблюдениями. Подошва верхнего относительного водоупора (Гейзерная пачка) вскрыта цирком отрыва оползня 3-06-07, а в месте вскрытия в 2007 г. образовались фумарольное поле и горячие источники с температурой $12-26^\circ\text{C}$ и суммарным расходом около 30 л/с. По химическому составу вода соответствует конденсату пара, смешанному с метеорными водами. Блоки раздробленных пород в верхней части оползня 3-06-07 полностью гидротермально изменены и представлены высококремнистым монтмориллонитом (Вергасова, личн. сообщ. 2008).

Отметим также, что по данным радарной интерферометрии в результате спутниковых наблюдений, в районе кальдеры Узон выявлена обширная положительная деформация с амплитудой до 15 см за период 2000-2003 гг. [Lundgren, 2006], связанная вероятно с наполнением магмой корового магматического очага (рис. 1). Апикальная часть указанной выше зоны деформации с амплитудами 12-15 см находится в среднем и верхнем течении р. Гейзерной. Внутри или в непосредственной близости от этого контура нами в результате полевых исследований в 2007-2008 гг. обнаружено двенадцать крупных горячих и кипящих источников. Кроме того, мощная группа термальных источников образовалась на продолжении осевой зоны восходящего потока на пр. берегу р. Шумной напротив бывшего гейзера Первенец (вероятно на продолжении оперяющей трещины или дайки, примыкающей к магматическому резервуару).

Из вышеизложенного вытекает, что катастрофический обвал 03-06-07 явился очередным этапом общего сценария постепенной паро-гидротермальной переработки

Гейзерной пачки (Q_3^4 grn), слагающей кровлю гидротермального резервуара, с постепенным насыщением ее конденсатом пара и соответствующим снижением устойчивости к обрушению [Кiryuxin и др., 2008; Droznin, 2007]. Триггером такого обрушения явилось, вероятно, повышение давления в магматической питающей системе и насыщение влагой Гейзерной пачки во время весеннего паводка. Останцы Гейзерной пачки на западном склоне уступа докальдерного комплекса являются указателями предшествующих обрушений такого типа (рис. 1).

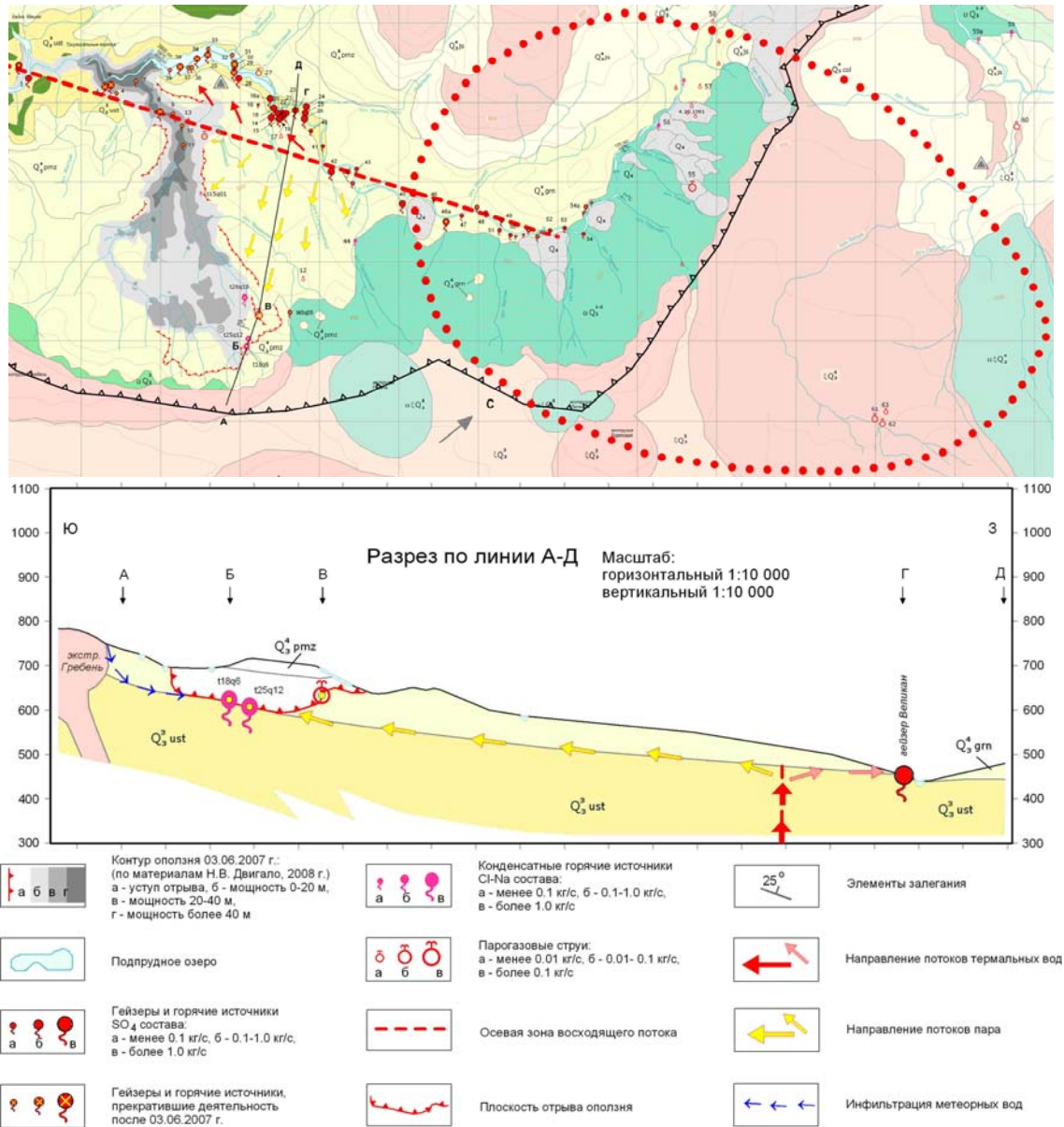


Рис. 1. Условия циркуляции теплоносителя в гидротермальном резервуаре (в плане и в разрезе по линии АД) в нижнем и среднем течении р. Гейзерная, Долины Гейзеров. Геологическая основа по В.Л. Леонову. Позиции горячих источников и паровых струй (с номерами) по О.П. Батаевой (личн. сообщ. 2003 г.), новообразованные горячие источники и паровые струи промаркированы желтым кружком или показаны с атрибутом в формате $t \cdot q^*$ (где t – температура, q - расход). Красной пунктирной точечной линией показана предполагаемая апикальная часть магматического очага - источника деформации с амплитудой 12-15 см за период 2000-2003 гг. Сетка карты – 500 м.

Периодичность извержений гейзеров Великан и Большой после обвала 3 июня 2007. Режим разгрузки гидротермальной системы в реку Гейзерная.

Режим извержений гейзера Великан. Гейзер Великан является самым мощным в Долине Гейзеров. Объем ванны Великана составляет 13.5 м^3 ($6 \text{ м} * 4.5 \text{ м}^2$), объем извергающейся воды оценивается в $40-60 \text{ м}^3$ [Rinehart, 1980], т.е. средний расход его составляет не менее 2.4 кг/с . На рис. 2 приводятся интегрированные результаты наблюдений за

периодичностью извержений гейзера Великан, уровнем Подпрудного озера и барометрическим давлением с августа 2007 г. по апрель 2008 г. Режим извержений Великана наиболее чувствителен к охлаждению за счет попадания атмосферных осадков непосредственно в ванну гейзера (площадь поверхности ванны около 4.5 м²), в периоды прохождения тайфунов и пург с обильным выпадением осадков циклическая деятельность Великана замедляется. Максимальная продолжительность периода бездействия Великана составила 32 часа во время пурги 29 февраля 2008 г. Средний период извержений гейзера Великан с августа 2007 г. по апрель 2008 г. составил 382.3 мин (при этом было зарегистрировано 899 извержений). Средний период извержений гейзера Великан с апреля 2008 г. по июль 2008 г. составил 348.6 мин (при этом было зарегистрировано 372 извержения). Для сравнения отметим, что по данным В.А. Дрознина (<http://www.ch0103.emsd.iks.ru>) среднее значение периода извержений гейзера Великан до обвала 3-06-07 (в августе-октябре 2003 г.) составляло 339.4 мин (207 извержений).

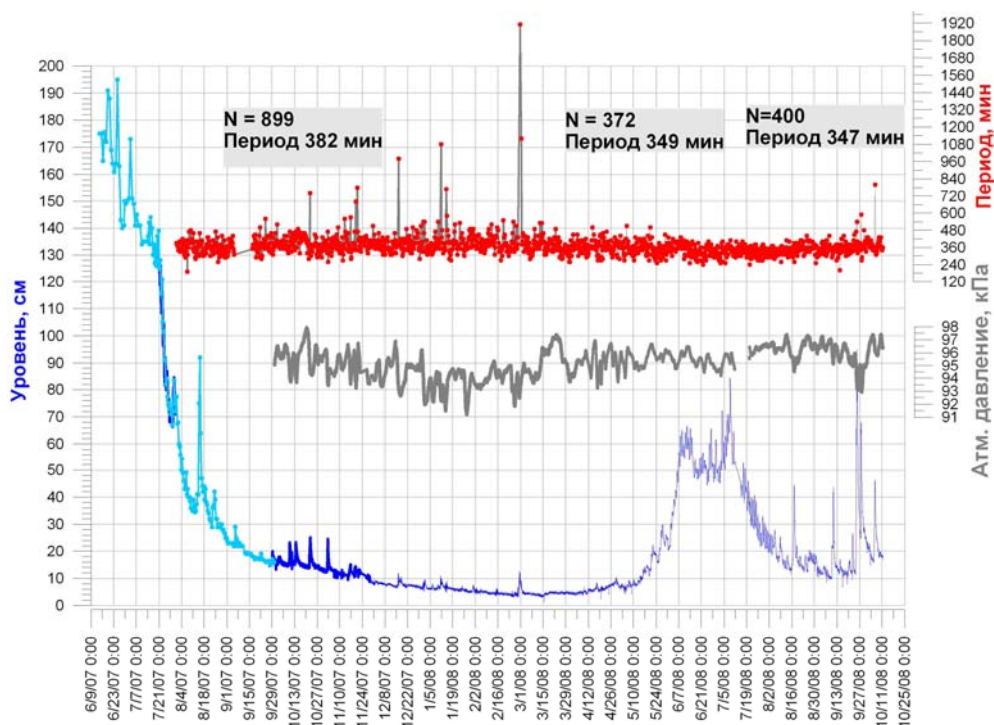


Рис. 2. Изменение относительного уровня озера (синяя линия), барометрического давления (серая линия) и периода извержений гейзера Великан (красные кружки) после обвала 3 июня 2007 г.

Режим извержений гейзера Большой. После образования Подпрудного озера деятельность гейзера Большой стала в значительной степени определяться уровнем озера. При относительном уровне в озере выше 25 см гейзер Большой практически не извергался (июль 2007 г.), происходил постоянный залив холодной воды из озера в канал гейзера. При снижении относительного уровня озера ниже 25 см, с 1 сентября 2007 г. извержения гейзера Большой возобновились. Средний период извержений гейзера Большой составил в период с сентября по ноябрь 2007 г. - 85 мин (по данным регистрации 943 извержений), с декабря 2007 по март 2008г. – 69 мин. (2315 извержений), в апреле-мае 2008 г. – 64 мин (822 извержения). В июне-августе 2008 г. уровень Подпрудного озера в связи с паводком существенно повысился, вновь начался залив холодной воды в ванну гейзера и Большой прекратил извержения (рис. 4). Для сравнения отметим, что по данным В.А. Дрознина (<http://www.ch0103.emsd.iks.ru>) до обвала 3-06-2007 и образования Подпрудного озера - среднее значение периода извержений гейзера Большой составляло (август-октябрь 2003 г.) 107.7 мин (697 извержений).

Режим разгрузки гидротермальной системы в реку Гейзерная.

Используя аналогичный изложенному в [Сугробов и др., 2004] метод подсчета разгрузки гидротерм, и принимая максимальное содержание Cl в термальных источниках равным 900 мг/л, определена функциональная зависимость между разгрузкой гидротерм (по хлор-иону) и уровнем в озере. В результате этого получена зависимость изменения разгрузки гидротерм (по хлор-иону) от времени (рис. 3), с учетом того, что регистрация уровня осуществляется непрерывно с сентября 2007 г. В годовом гидрологическом цикле суммарная

разгрузка гидротерм (по хлор-иону) на створе «Плотина» (исток из Подпрудного озера) плавно растёт от 243 кг/с (октябрь 2007г.) до максимума 300 кг/с (март 2008 г.), далее, начиная с мая, во время летнего паводка, резко снижается до 30-100 кг/с (июнь 2008 г.), затем опять возрастает до 245-260 кг/с (август-сентябрь 2008г.). Суммарная разгрузка гидротерм (по хлор-иону) на створе «Щель+100 м» (приток р. Гейзерной в Подпрудное озеро) плавно растёт от 140 кг/с (октябрь 2007 г.) до максимума 160 кг/с (март 2008 г.), далее резко снижается во время летнего паводка до 20-80 кг/с (июнь 2008 г.), затем опять возрастает до 130-150 кг/с (август-сентябрь 2008 г.). Между створами «Плотина» и «Щель+100» разгрузка гидротерм составляет в среднем 115-140 кг/с (с августа по начало мая), в период паводков (конец мая-начало июля) падает до 10-20 кг/с.

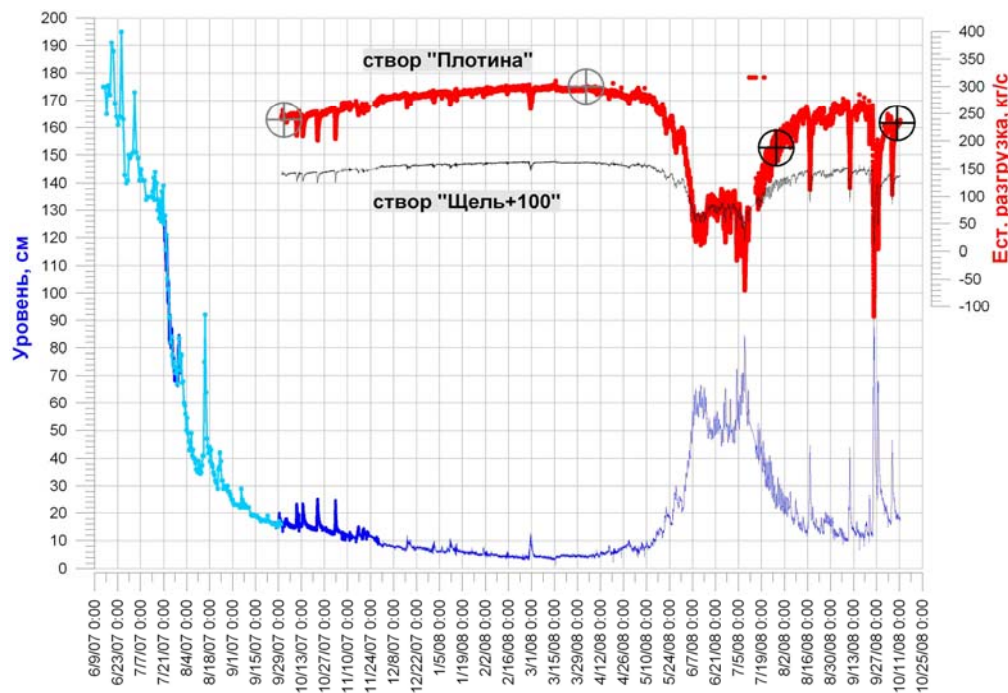


Рис. 3. Изменение относительного уровня озера (синяя линия) и естественной разгрузки гидротерм на створе «Плотина» (красная жирная линия) и на створе «Щель+100м» (черная тонкая линия) (расчет по хлор-иону) после обвала 3 июня 2007 г. Кружки с крестами соответствуют времени проведения гидрометрических измерений (черные – с использованием гидрометрической вертушки, серый – с использованием поплавкового метода)

Выводы

1. Катастрофический обвал 3 июня 2007 г. в Долине Гейзеров явился очередным этапом общего сценария постепенной паро-гидротермальной переработки пемзовых туфов Гейзерной пачки (Q_3^4 gm), слагающей кровлю гидротермального резервуара. Одним из вероятных триггеров обрушения явилось внедрение магмы в 2003 г. с эпицентром на Верхне-Гейзерном поле.
2. Средний период извержений гейзера Великан несколько увеличился после обвала 3-06-07 (с 5.8 до 6.4 часа). Периодичность гейзера наиболее чувствительна к охлаждению за счет попадания атмосферных осадков непосредственно в ванну гейзера.
3. Суммарная разгрузка гидротерм (по хлор-иону) в Долине Гейзеров по данным наблюдений на створе «Плотина» не является постоянной и характеризуется сезонными вариациями с максимумом до 300 кг/с (март 2008 г.) и минимумом во время летнего паводка до 30-100 кг/с (июнь 2008 г.).

Авторы выражают признательность В.А. Злотникову, В.Л. Леонову, Ю.А. Норватову, И.Ф. Делемену, оказавшим помощь при подготовке данной статьи. Помощь при транспортировке в Долину Гейзеров оказывалась руководством КГБЗ – О.А. Дахно, В.И. Мосоловым и начальником КФ ГС РАН В.Н. Чебровым. Работа выполнялась при поддержке РФФИ по проекту 09-05-00605-а.

Список литературы

Голева Г.А. Гейзеры и горячие озера Кроноцкого заповедника (Камчатка). Путеводитель. М.: Прогресс-Академия, 1993. 64 с.

Двигало В.Н., Делемень И.Ф., Дрознин В.А. Проведение краткосрочного прогноза оползневых процессов в Долине Гейзеров // Отчет по Гос. Контракту № 5 от 14.12.2007. П-Камчатский. 2008. 155 с.

Кириухин А.В., Леонов В.Л., Делемень И.Ф., Рычкова Т.В. Разработка проекта долгосрочного слежения за развитием оползневых процессов в Долине Гейзеров \ \ Отчет по Гос. Контракту № 14 от 20.12.2007, П-Камчатский. 2008. 55 с.

Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Карпов Г.А., Леонов В.Л. “Жемчужина Камчатки – Долина Гейзеров”. Научно-популярный очерк – путеводитель. М.:, 2004. 212 с. (электронная версия).

Droznin V.A., Kiryukhin A.V., Muraviev J.D. Geysers Characteristics Before and After Landslide June 3-rd 2007 (Geysers Valley, Kamchatka) // Abstract AGU Meeting 10-14 Dec. 2007. San-Francisco, USA.

Lundgren P., Lu Z. Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations \ \ Geophysical Research Letters, 2006. V. 33. L06301. P. 4.

Rinehart J.S. Geysers and Geothermal Energy. Springer-Verlag, New York. 1980. P. 223.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ РАЗЖИЖЕНИЯ ГРУНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ

Т.Г. Константинова¹, И.Ф. Делемень²

¹Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail:lrg334@kscnet.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail:delemen@kscnet.ru

Известно, что при сильных землетрясениях повреждения зданий и сооружений вызывается не только и не столько сейсмическими колебаниями, но также различными процессами, сопровождающими землетрясения [Сейсмический..., 1981; Эйби, 1982]. Эти процессы принято называть вторичными сейсмическими опасностями. При этом разрушения сооружений нередко обусловлены неблагоприятным поведением рыхлых грунтов основания, и одним из наиболее значимых факторов такого поведения является разжижение грунтов, сопровождающееся частичной или полной потерей их прочности [Вознесенский, 1998]. Примеры катастрофических разрушений зданий и сооружений, а также человеческих жертв при сильных землетрясениях многочисленны.

В настоящее время накоплен достаточно большой объём сведений о проявлении процессов разжижения грунтов при землетрясениях, происходящих в различных тектонических обстановках. Однако, сведения об особенностях проявления таких процессов в вулканических областях пока немногочисленны. В значительной степени это связано с тем, что предполагается отсутствие каких-либо специфических особенностей разжижения в таких районах, по сравнению с территориями, удалёнными от регионов вулканической активности. Полученные авторами данные о макросейсмических последствиях сильных землетрясений в вулканических областях Камчатки и Армении свидетельствуют о том, что грунты вулканического происхождения отличаются по своим несущим свойствам от грунтов невулканических, в том числе при проявлении процессов разжижения.

Для того чтобы лучше понять эти особенности, рассмотрим поведение грунтов невулканического происхождения при их разжижении. Отмечают, что при достаточно сильном сейсмическом воздействии разжижению подвержены преимущественно водонасыщенные грунты [Вознесенский, 1998]. Такое поведение особенно характерно для рыхлых обводнённых песков, а механизм разжижения сводится к исчезновению непосредственного контакта между песчаными зёрнами. Эти частицы оказываются взвешенными во вмещающей их воде. Из-за того, что даже разжижённая порода характеризуется конечными значениями водопроницаемости, то высвобождение воды происходит в течение некоторого времени после начала сейсмических колебаний, и в итоге сейсмическое разжижение грунтов часто сопровождается разрушением зданий (независимо от их конструктивных решений), коммуникаций и транспортных сетей.

Грунты вулканического происхождения отличаются от аналогичных отложений, образовавшихся вдали от вулканов, несколькими важными особенностями. Перечислим главные из них.

1. В таких отложениях содержится большое количество частиц стекла, которое склонно к значительному изменению под воздействием воды и воздуха. Это приводит к увеличению пористости, водосодержания и других параметров, определяющих склонность грунтов к разжижению. Кроме того, наличие большого количества стекловатых частиц приводит к повышению значений коэффициента внутреннего сцепления и угла внутреннего трения. Поэтому такие грунты в сухом состоянии хорошо держат угол естественного откоса, однако при вибрациях и сейсмических колебаниях они теряют устойчивость. Так, например, подверженные разжижению пеплосодержащие водонасыщенные пески (от пылеватых до дресвянистых), слагающие делювиально-пролювиальные отложения в г. Петропавловске-Камчатском, были испытаны на вибростенде. Результаты испытаний показали, что удельное сцепление уменьшилось в 4 раза, угол внутреннего трения уменьшился с 38° до 30°. В течение 30 секунд после начала вибрации произошла осадка, которая сопровождалась оттоком воды. Амплитуды колебаний грунта на частотах 5 и 10 Гц возросли в 30 раз [Константинова, 2000]. Эти испытания подтвердили ухудшение прочностных свойств при разжижении грунтов.

2. Повсеместно вся территория вокруг четвертичных вулканов покрыта почвенно-пирокластическим чехлом, мощность которого может достигать (даже на удалении от них) нескольких метров. Грунты, представленные отложениями чехла, практически полностью сложены пеплами, и при малейшем увлажнении становятся пластичными и приобретают текучую консистенцию.

3. Вулканические сооружения в пределах островных дуг, в том числе на Камчатке, располагаются на прибрежных территориях. В этом случае формируются специфические лагунные, озёрные и пойменные литолого-фациальные обстановки, благоприятствующие образованию отложений, склонных к тиксотропности из-за большого содержания тонких частиц, высокой пористости и обводнённости пород. Так, например, при землетрясении 24.11.1971 г. при макросейсмическом обследовании последствий этого события было установлено, что наиболее значительные повреждения зданий наблюдались на участках, сложенных тонкозернистыми супесями лагунного происхождения. При землетрясении 1792 года на первой надпойменной террасе реки Паратунка (Камчатка) во многих местах образовались трещины, из которых извергалась на значительную величину вода и песок [Мушкетов, Орлов, 1893]. В последующем, при сейсмогеологическом изучении грунтов на территории пункта электротеллурических наблюдений «Верхняя Паратунка» нами было установлено наличие нептунических даек, сложенных супесями пойменной фации, и прорывающих вышележащие отложения надпойменной террасы. Такого же рода образования были обнаружены в долине р. Тойонка и некоторых других водотоков, а также в пределах ареалов развития отложений озёрного происхождения. В ночь с 4 на 5 февраля 1923 г. в Петропавловске-Камчатском произошло сильное и продолжительное колебание почвы, длившееся около 2 минут, при котором из малого Халактырского озера выпучило много земли и ила¹.

Кроме того, известны описания явлений, сопровождающих разжижение лагунных отложений при землетрясениях на Камчатке. Так, во время землетрясения 4 мая 1959 г. на Култушном озере (восточное побережье Авачинской бухты) в течение минуты наблюдалось около 30 гейзеробразных выбросов высотой до 3 м [Черемных, 1960]. При этом землетрясении из-за разжижения грунтов произошли наиболее сильные повреждения зданий на территории областной больницы, которая сложена отложениями лагунного происхождения. Култушное озеро представляет собой остаточный бассейн более крупной лагуны, занимающей территорию от Авачинской бухты до этой больницы.

Для всех этих отложений характерно то, что осадконакопление происходило в условиях размыва вулканических пород со значительным содержанием стекловатых частиц, а также периодическим поступлением в водные бассейны частиц пепла с тефрой, выпадающей при извержениях близлежащих вулканов.

4. Отличительной особенностью вулканических районов, в том числе и Камчатки, является развитие мощных толщ пемзовых песков и пемзовых туфов, обязанных своим происхождением гигантским кальдерообразующим извержениям. С ними было связано возникновение в плейстоцене Гореловской, Паужетской, Узон-Гейзерной и других кальдерных депрессий. Важной особенностью таких образований является то, что их поведение в какой-то степени подобно лёссам. В сухом состоянии они также хорошо держат угол естественного откоса и обладают хорошими несущими свойствами. Однако при сейсмических колебаниях происходит резкое снижение несущих свойств этих грунтов. Примечательно, что при полевых наблюдениях на территориях развития таких отложений наблюдаются многочисленные нептунические дайки, свидетельствующие о внедрении тонкозернистого материала как бы перемолотых пемз, в вышележащие и более молодые отложения иного генезиса. Такого рода дайки были описаны нами в пемзах, отложившихся в верхнем плейстоцене-голоцене в лимнических условиях в бассейне р. Паужетка (Паужетская кальдерная депрессия), а также в междуречье рек Фальшивая и Жирова (восточный борт кальдеры вулкана Горелого). Если разжижение пемзовых отложений в бассейне р. Паратунка могло быть связано с водонасыщенностью пемзовых песков и алевроитов, то тонкие пемзовые пески кальдеры Горелого относятся к так называемым «перевальным пемзам» [Леонов, 1986], имеющим эоловое происхождение, а расположение их на водоразделе не благоприятствует созданию условий обводнённости. Поэтому следует предположить, что в данном случае были реализованы

¹ Газета «Полярная звезда», № 14, от 5 февраля 1923 г.

механизмы разжижения, не связанные с высвобождением воды в обводнённых породах (разжижение, как результат взвешивания частиц сыпучей среды при вибрации, реологическое разжижение и т.д.).

5. Нередко происходит разжижение вулканических отложений не вследствие взвешивания частиц при вибрации или колебаниях, а из-за превышения критического уровня обводнённости породы при поступлении избыточного количества воды извне. Так, например, при закладке оснований под строительство Верхнее-Мутновской ГеоЭС произошло разжижение грунтов вследствие формирования направленного потока талых вод, устремившихся в горный массив под стройплощадкой по разломной зоне, сложенной гидротермально-изменёнными породами. При этом произошло разжижение монтмориллонитовых глин, слагающих приповерхностную часть разрывных нарушений на участке строительства. Известно, что в условиях полного водонасыщения возможно разрушение глинистых мостиков, связывающих пылеватые зерна таких грунтов, с разжижением всей породы [Осипов и др., 1989]. Более того, воздействие даже довольно слабой вибрации может ускорить этот процесс [Соколов, 1996].

6. В последнее время авторы обратили внимание на возможность влияния процессов разжижения грунтов при землетрясениях на триггеринг гигантских обрушений склонов вулканических построек, сопровождающихся сходом катастрофических сухих обломочных лавин [Аносов и др., 2003]. Чаще всего ослабление вулканической постройки является следствием нарастания давления в её недрах из-за роста магматического криптокупола, либо же ослабления несущих свойств слагающих её пород из-за гидротермальной проработки фумаролами. Однако исследования ряда авторов показали, что известные обрушения вулканов произошли вследствие изменения гидрогеологических условий из-за сильных ливней, или же из-за нарушения устойчивости при сильном землетрясении [Myers, Brantley, 1995; Wright, Pierson, 1992]. Последнее должно было вызвать обрушение вершинных частей постройки, т.к. амплитуда колебаний вулканического конуса максимальна у вершины, обрушиваются же, как правило, фланги постройки. Необходимо выявить механизмы, ответственные за снижение её равновесия. Следует учесть, что для вулканических построек Камчатки характерно то, что склонность к гравитационному обрушению проявляли те секторы построек, которые обращены к прилегающим грабенам [Леонов, 1994]. Такие грабены выполняются достаточно мощными (100 м и более) толщами аллювиальных и водно-ледниковых рыхлых отложений. Следует отметить, что при сильных землетрясениях, сопровождающихся разжижением грунтов, эти процессы завершаются интенсивными просадками. Так, например, во время землетрясения 16.06.1964 в городе Ниигата (Япония), разжижение водонасыщенных песков (мощностью около 150 м) сопровождалось просадками, менявшими высоту поверхности до 1 метра. Ещё более крупные просадки (до двух метров), в водонасыщенных песках большей мощности (до 800 м) происходили при сильных землетрясениях в Индии. В том случае, если основание флангов постройки расположено на рыхлых грунтах, то при сильном землетрясении произойдёт их разжижение, что приведёт к уменьшению объёма грунтов. Такие объёмные деформации не повлияют на устойчивость вулканической постройки, если её фланги не ослаблены, а при ослабленном склоне (особенно если он ослаблен в том секторе вулканического конуса, где происходит разжижение), то описанные процессы могут сыграть роль спускового крючка и вызвать катастрофическое обрушение постройки. При таком обрушении устремляющаяся вниз сухая обломочная лавина уничтожает всё на своём пути. Так, например, г. Петропавловск-Камчатский построен на холмисто-западинной территории, сложенной отложениями лавины, сошедшей в позднем плейстоцене при обрушении древнего Авачинского вулкана. Мощность их на территории города составляет от первых десятков до первых сотен метров.

Учитывая особенности описанных процессов, самое пристальное внимание следует обратить на возможность проявления разжижения грунтов при ожидающемся сильном землетрясении в городе Петропавловске-Камчатском. Следует учесть, что:

- в краевом центре Камчатки мощность макропористых грунтов, слагающих почвенно-пирокластический чехол, колеблется от 1 м на водоразделах до 2-4 м в понижениях рельефа. При строительстве они должны полностью удаляться из котлованов под фундаменты.

- в долинах рек и ручьёв, впадающих в Авачинскую бухту, склонные к разжижению тонкозернистые пески и супеси лагунного происхождения залегают на глубинах от первых метров до 10-15 м, причём ареалы их развития протягиваются к верховьям на 1-2 км от побережья бухты. При неглубоком залегании такие грунты подлежат выемке при

строительстве, а при глубоком (глубже первых метров) целесообразна их цементация или реализация иных способов снижения способности грунтов к разжижению.

- мероприятия по сейсмическому усилению зданий и сооружений не снижают рисков, связанных с разжижением, т.к. при разжижении происходит нарушение устойчивости самого грунтового основания, и полностью усиленное здание может получить неприемлемый для дальнейшей эксплуатации крен или даже опрокинуться. Поэтому мероприятия по сейсмическому усилению зданий должны сопровождаться усилением грунтовых оснований.

- в разрезе плейстоценовых отложений палеодолины р. Авача принимают участие лагунные отложения, склонные к тиксотропности. Поэтому крайне важно изучение степени гравитационной ослабленности склонов вулканов Авачинско-Корякской группы, обращённых в сторону Петропавловска-Камчатского и его окрестностей. Без этого невозможна оценка степени реальной опасности гравитационного обрушения этих вулканов при сильном землетрясении.

Список литературы

Аносов Г.И., Делемень И.Ф., Константинова Т.Г. Склоновые и оползневые процессы на территории г. Петропавловска-Камчатского // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 9-12 сентября 2003 г., г. Екатеринбург. 2003. С. 916-921.

Вознесенский Е.А. Динамические свойства грунтов и их учет при анализе вибраций фундаментов разного типа // Геоэкология, 1993. № 5. С. 37-65.

Вознесенский Е.А. Землетрясения и динамика грунтов // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 2. С. 101-108.

Константинова Т. Г. Особенности грунтов, обладающих свойствами тиксотропии (на примере Петропавловска-Камчатского, Кировакана, Нефтегорска) // Память и уроки Нефтегорского землетрясения. Южно-Сахалинск. 2000. С. 133-136.

Леонов В.Л. Методика и результаты крупномасштабного геокартирования // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 41-62.

Леонов В.Л. Линеаменты, трещиноватость и устойчивость склонов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология, 1994. № 6. С. 44-63.

Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи // Записки Русского Географического Общества. Т. XXVI, СПб., 1893. 580 с.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.

Сейсмический риск и инженерные решения: Пер. с англ. / Под ред. Ц. Ломнитца, Э. Розенблюта. М.: Недра, 1981. 375 с.

Соколов В.Н. Микромир глинистых пород // Соросовский образовательный журнал. 1996. № 3. С. 56-64.

Черемных Г.П. Землетрясение у берегов Камчатки 4 мая 1959 года // Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР. М. 1960. № 11. С. 6-17.

Эйби Дж.А. Землетрясения: Пер. с англ. М.: Недра, 1982. 263 с.

Myers B., Brantley S.R. Hazardous Phenomena at Volcanoes // USGS Open-File Report 95-231. 1995.

Wright T.L. and Pierson T.C. Living With Volcanoes: The U.S. Geological Survey's Volcano Hazards Program // USGS Circular 1073. 1992. 57 p.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД В СИСТЕМЕ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КАМЧАТСКОМ РЕГИОНЕ

Г.Н. Копылова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: gala@emsd.ru

Геодинамический режим Камчатского региона характеризуется высокой сейсмичностью, проявлениями активного вулканизма и современных движений земной коры. Широкое распространение здесь имеют также вторичные процессы, такие как цунами, образование различных типов сейсмодислокаций, оползней и обвалов горных пород, сопровождающихся катастрофическими последствиями для населения и инфраструктуры территории и состояния природной среды. Одним из способов уменьшения экономического ущерба при активизации современных геодинамических процессов в регионе является прогноз времени возникновения сильных землетрясений на основе проведения комплексного геофизического мониторинга, включающего сейсмологические, геодезические, геохимические и другие виды наблюдений, направленные на диагностику предвестников землетрясений.

Гидрогеологический метод поиска предвестников землетрясений основывается на чувствительности подземной гидросферы к изменениям напряженно-деформированного состояния земной коры на стадиях подготовки землетрясений и вулканических извержений. Такая чувствительность может проявляться в аномальных изменениях гидродинамических и гидрогеохимических параметров режима подземных вод. Основу метода составляет проведение регулярных наблюдений за параметрами режима источников и скважин. На территории Петропавловского геодинамического полигона такие наблюдения проводятся с 1977 г. Важным результатом работ является обнаружение аномальных изменений уровня и химического состава подземных вод перед наиболее сильными ($M \geq 6.6$) землетрясениями Камчатки, сопровождавшихся сотрясениями интенсивностью до 5-6 баллов в районах наблюдательных пунктов. Пример проявления гидрогеологических предвестников перед Шипунским землетрясением 2.03.1992 г. приводится на рисунке. Здесь также представлены предвестниковые изменения сейсмологического параметра RTL [Соболев, 1999] и длин линий светодальномерных измерений из обсерватории Мишенная [Левин и др., 2006]. Как видно, большая часть аномальных изменений уровня воды, химического состава подземной воды и газа перед землетрясением имеет меньшую заблаговременность (порядка 1-2 мес.) по сравнению с сейсмологическими и геодезическими показателями. Исключение составляет изменение концентрации хлора в воде скважины ГК-1, которое наблюдалось в течение ~9 мес. перед землетрясением и по продолжительности было сопоставимо с изменениями в режиме слабой сейсмичности (параметр RTL) и с развитием горизонтального сжатия территории полигона по данным светодальномерных измерений.

В настоящее время по данным гидрогеологических наблюдений проводится регулярная оценка опасности возникновения сильных камчатских землетрясений на основе эмпирических алгоритмов [Хаткевич, 1994; Копылова и др., 1994; Копылова, 2008]. Для отдельных водопроявлений выполнена ретроспективная оценка эффективности использования данных режимных наблюдений для прогноза землетрясений, которая составляет по [Гусев, 1974] не менее 2-3 при вероятности связи предвестников и землетрясений 0.6-1.0. Это показывает, что использование гидрогеологических данных позволяет улучшить прогнозирование камчатских землетрясений в 2-3 раза, по сравнению с их случайным угадыванием. Следует отметить, что при повышении порога прогнозируемой магнитуды оценки сейсмопрогностической эффективности гидрогеологических данных повышаются.

Основной научно-методической проблемой гидрогеологического метода является необходимость разработки адекватных моделей гидродинамических и гидрогеохимических процессов в системах скважина-резервуар подземных вод и источник - питающая водоносная система при воздействии процессов подготовки землетрясений. Анализ локальных гидрогеологических условий в районах наблюдательных водопунктов Петропавловского полигона показывает, что влияние сейсмичности проявляется, в основном, в режиме скважин, контролируемых изолированные горизонты напорных пресных подземных вод и водоносные системы термоминеральных газонасыщенных подземных вод (табл.). В первом случае могут

наблюдаться предвестники в вариациях уровня воды в пьезометрических скважинах при квазиупругом деформировании контролируемого резервуара подземных вод. Во втором случае яркое проявление гидрогеохимических предвестников обусловлено эффективным смешиванием контрастных по химическому и газовому составу вод, содержащихся в различных фрагментах термоминеральных водоносных систем, при изменении их проницаемых свойств на стадиях подготовки землетрясений.

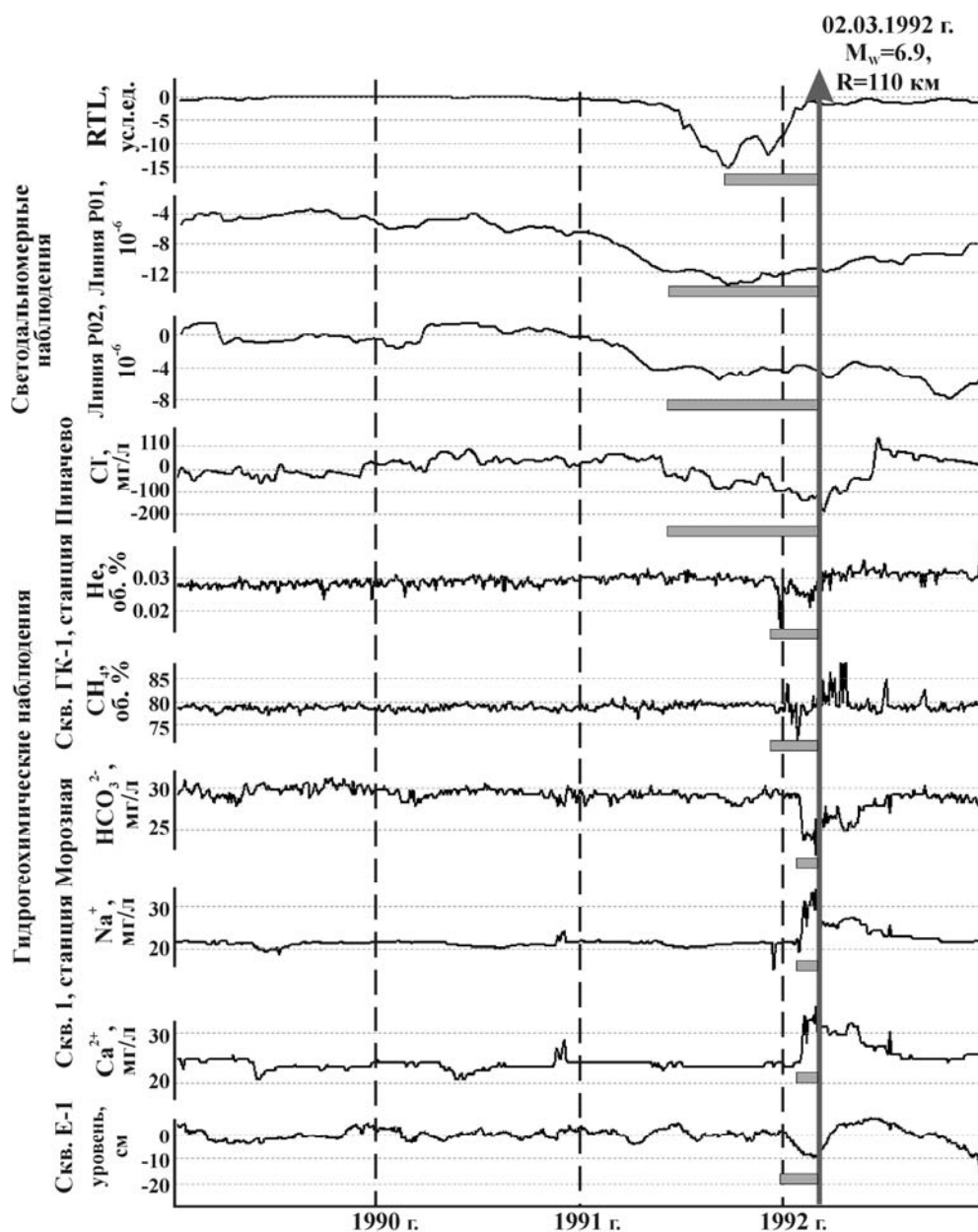


Рис. Проявление предвестников перед Шипунским землетрясением 2 марта 1992 г., $M_w=6.9$. Горизонтальными линиями выделены времена проявления предвестников в различных параметрах. R – расстояние до центра Петропавловского полигона.

В [Копылова, 2006, 2008] обобщены данные о проявлении гидрогеологических предвестников на Камчатке и в других сейсмоактивных районах мира и рассмотрена возможность упругого и более универсального неупругого (дилатансионного) механизмов образования гидрогеологических предвестников. В [Копылова, 2006] также представлена типизация гидрогеосейсмических вариаций параметров режима подземных вод, которые могут проявляться на пред-, ко- и постсейсмических стадиях землетрясений. Предполагая, что большая часть гидрогеохимических и гидродинамических предвестников в режиме пьезометрических скважин, контролирующих газонасыщенные термоминеральные воды, обусловлены развитием трещинной дилатансии в водовмещающих породах, оценена область ее

развития в зависимости от магнитуды последующего землетрясения: $M \geq 3.37 \lg R - 0.84$, где M – магнитуда землетрясения, R – гипоцентральное расстояние, км.

При упругом механизме образования гидрогеодинамических предвестников возникает возможность количественной точечной оценки предсейсмической деформации резервуара подземных вод по уровнемерным данным. В работах Г.Н. Копыловой и С.В. Болдиной, 2006-2008 гг. дано объяснение гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения, проявлявшегося в течение 3-х недель в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5, упругим откликом порового давления на масштабные предсейсмические движения в области очага. Оценка квазиупругой объемной деформаций резервуара подземных вод на стадии подготовки землетрясения проводилась с учетом приливной чувствительности уровня воды и составила порядка $1 \cdot 10^{-7}$. При этом использовалась простая модель однородного изотропного изолированного резервуара подземных вод, в котором процессами фильтрации можно пренебречь (статически-изолированные условия).

Таблица. Гидрогеологическая характеристика наблюдательных скважин и источников на территории Петропавловского полигона.

Пункт, водопроявление	Гидрогеологическая структура	Гидродинамическая зона по [Манухин, 1971]	Тип подземных вод	Влияние сейсмичности*
Пиначево скв. ГК-1, источники 1, 2, 3	Авачинская вулканотектоническая депрессия, Авачинский адбассейн	зона свободного водообмена термальных вод	термальные азотно-метановые трещинные и поровые воды	+
Скв. НИС-1	Петропавловский горст, локальная погребенная депрессия в пределах адмассива	зона свободного водообмена холодных вод	слабонапорные холодные поровые воды в рыхлых четвертичных отложениях	-
Морозная, скв. 1	Начикинская складчато-глыбовая зона, грабен р. Быстрой	зона свободного водообмена холодных вод	напорные холодные трещинно-жильные воды в вулканогенно-осадочных неогеновых отложениях	+
Морозная, скв. 2	Начикинская складчато-глыбовая зона, грабен р. Быстрой	зона свободного водообмена холодных вод	безнапорные холодные поровые воды в рыхлых аллювиальных отложениях четвертичного возраста	-
Скв. Е1	Авачинская ВТД, Авачинский адбассейн	зона затрудненного водообмена	напорные холодные минеральные воды азотно-метанового состава в вулканогенно-осадочных отложениях неогенового возраста	+
Верхняя Паратунка, скв. ГК-15 и др.	Начикинская складчато-глыбовая зона, Паратунский межгорный артезианский бассейн	зона свободного водообмена термальных вод	термальные трещинно-жильные воды азотного состава в вулканогенно-осадочных отложениях палеоген-неогенового возраста	+
Хлебозавод, скв. Г-1	Петропавловский горст, локальная депрессия в пределах адмассива	зона затрудненного водообмена	напорные холодные минеральные воды азотно-метанового состава в метаморфизованных терригенных отложениях поздне мелового возраста	+
Скв. ЮЗ-5	Склон Авачинской ВТД, выступ фундамента в пределах адбассейна	зона свободного водообмена холодных вод	напорные холодные трещинные воды в метаморфизованных терригенных отложениях поздне мелового возраста	+

На основе количественной оценки величин барометрической эффективности и приливной чувствительности уровня воды и применения формул теории пороупругости к таким системам оценивались упругие параметры резервуара (дренированная сжимаемость, удельная упругая емкость) и построена модель инерционности водообмена с учетом упругих и фильтрационных параметров резервуара и геометрических размеров скважины. В [Копылова и др., 2007] обобщены данные уровнемерных наблюдений по 32-м скважинам Роснедра и КФ ГС РАН, расположенным в сейсмоактивных районах России. Показано, что статически изолированные условия достаточно широко распространены и их наличие можно оценивать по результатам кросс-спектрального анализа вариаций уровня и атмосферного давления и приливного анализа вариаций уровня воды в наблюдательных скважинах.

Построение моделей формирования гидрогеохимических предвестников в режиме самоизливающихся скважин и источников является на порядок более сложной задачей по сравнению с построением модели упругого отклика статически изолированной системы скважина-резервуар. В этом случае необходимо наличие данных о строении питающей водоносной системы, механизмах образования в ней контрастных по химическому и газовому составу вод, количественных параметрах диффузионно-конвективных процессов как в водоносной системе, так и в стволе скважины (выводящем канале источника). В [Копылова, Воропаев. 2006] на примере Пиначевского источника 1, в режиме которого проявляются регулярные постсейсмические вариации химического состава воды, показано, что питающая его водоносная система имеет сложное строение, характеризующееся наличием гидравлически связанных зон, содержащих контрастные по химическим свойствам подземные воды. На основе схематизации гидрогеологических условий и с использованием математической модели смешивания двух контрастных по химическому составу вод в зоне повышенной водопроницаемости в невозмущенных и возмущенных условиях [Wang et al., 2004] выполнено моделирование постсейсмических аномалий дебита и химического состава воды Пиначевского источника. При этом было обнаружено, что основные параметры модели (время релаксации давления в водоносной системе, время движения потока смешанной воды через зону повышенной водопроницаемости, соотношение долей смешивающихся флюидов) изменяются во времени и зависят от интенсивности сейсмического воздействия. Это указывает на очевидную изменчивость состояния водоносной системы источника во времени.

Основными результатами многолетнего применения гидрогеологического метода на Камчатке для поиска предвестников землетрясений являются:

1 – обнаружение гидрогеологических предвестников, которые могут использоваться в комплексе с другими сейсмопрогностическими данными для среднесрочного (месяцы – недели) прогнозирования сильных ($M \geq 6.6$) камчатских землетрясений;

2 – режимные источники и скважины представляют сложные природно-технические системы, свойства которых определяются комплексом гидрогеологических и технических факторов; при этом гидрогеологические предвестники могут проявляться в особых гидрогеологических условиях (изолированные горизонты напорных подземных вод с характерными упругими свойствами; газонасыщенные термоминеральные водоносные системы, содержащие контрастные по физическим и химическим свойствам подземные воды);

3 - гипотеза о наиболее универсальном механизме образования гидрогеологических предвестников вследствие развития приповерхностной зоны трещинной дилатансии на стадиях подготовки сильных землетрясений находит косвенное подтверждение по данным наблюдений за режимом термоминеральных газонасыщенных подземных вод (скважины Е1, ГК-1, Морозная 1, Хлебозавод, Пиначевский источник 1); при развитии интенсивных предсейсмических движений на стадии подготовки землетрясения могут проявляться гидрогеодинамические предвестники в режиме напорных пресных подземных вод за счет упругого деформирования водовмещающих пород; в таком случае при наличии статически изолированных условий в системе скважина-резервуар возможна количественная оценка деформации водовмещающих пород по уровнемерным данным.

Список литературы

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Гидрогеодинамические процессы в системе скважина-резервуар при сейсмических воздействиях (на примере скважины ЮЗ-5, Камчатка) // Геофизика

XXI столетия: 2007 год. Сб. трудов 9-ых геофиз. чтений им. В.В. Федынского. Тверь. ООО Изд-во ГЕРС, 2008. С. 23-35.

Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск. Наука, 1974. С. 109-119.

Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле, 2006. № 1. Вып. № 7. С. 50-66.

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология, 2006. № 6. С. 52-64.

Копылова Г.Н. Оценка сейсмопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е1, Камчатка (по данным наблюдений 1996-2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Тр. региональной научно-техн. конф. Т. 2. Петропавловск-Камчатский. ГС РАН, 2008. С. 24-28.

Копылова Г.Н. О связи режима подземных вод с сейсмичностью и деформациями земной коры на стадиях подготовки сильных землетрясений // Разведка и охрана недр, 2008. № 7. С. 37-45.

Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология, 1994. № 2. С. 53-37.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. Оценка пороупругих параметров резервуара подземных вод (по данным уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2006. № 2. С. 17-28.

Копылова Г.Н., Воропаев П.В. Процессы формирования постсейсмических аномалий химического состава термоминеральных вод // Вулканология и сейсмология, 2006. № 5. С. 42-48.

Копылова Г.Н., Куликов Г.В., Тимофеев В.М. Оценка состояния и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмоактивных регионов России // Разведка и охрана недр, 2007. № 11. С. 75-83.

Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтиаров В.Ф. и др. Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология, 2006. № 3. С. 54-67.

Манухин Ю.Ф. О зонах водообмена геотермальных районов Камчатки // Вулканизм и глубины земли. М.: Наука, 1971. С. 219-224.

Соболев Г.А. Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология, 1999. № 4-5. С. 63-72.

Хаткевич Ю.М. О возможности среднесрочного прогноза землетрясений интенсивностью свыше пяти баллов, проявляющихся в г. Петропавловске-Камчатском // Вулканология и сейсмология, 1994. № 1. С. 63-67.

Wang R., Woith H., Milkereit C., Zschau J. Modeling of hydrogeochemical anomalies induced by distant earthquakes // Geophys. J. Int., 2004. V. 157. P. 717-726.

СОСТОЯНИЕ ВУЛКАНА ЭБЕКО (О-В ПАРАМУШИР) И ВЛИЯНИЕ ПОСЛЕДНЕЙ АКТИВИЗАЦИИ НА ЭКОЛОГИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ

Т.А. Котенко, Л.В. Котенко

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: kotenko@sakhalin.ru

Вулкан Эбеко находится в северной части хребта Вернадского о-ва Парамушир (Курильские о-ва). Это действующий андезитовый вулкан, характеризующийся фреатическими и фреато-магматическими извержениями. В деятельности вулкана выделяются четыре типа активности: пароксизмальные извержения вулканского типа, межпароксизмальные извержения фреатического типа, активизация фумарольной деятельности и постоянная умеренная фумарольная деятельность. Периоды фреатических извержений продолжаются 2-4 года, периоды межэруптивной деятельности длятся 20-30 лет [Меняйлов и др. 1992]. Известны исторические извержения в. Эбеко в 1793 г., 1833-1834 гг., 1859 г., 1934-35 гг., 1967 - 1971 г., 1987-1990 гг. [Горшков, 1957, Меняйлов и др., 1969, 1992, Мелекесцев и др., 1993]. В 6 км от вулкана расположен г. Северо-Курильск. Поэтому работы по изучению состояния вулкана и оценке его опасности для жителей г. Северо-Курильск имеют важное практическое значение.

29 января 2009 г. началось эксплозивное извержение вулкана Эбеко и в г. Северо-Курильск выпал первый пепел. Извержение происходит из Активной воронки Северного кратера, оно началось без сейсмической подготовки (данные сейсмической станции Северо-Курильск), что характерно для фреатических извержений этого вулкана [Меняйлов и др., 1988]. 29 и 30 января вулкан был закрыт облачностью. В городе периодически ощущался запах сероводорода. 31 января утром вулкан открылся и стал виден постоянный парогазовый шлейф с небольшой примесью пепла. Длина шлейфа до 20 км, высота оси струи до 300 м. К вечеру этого дня средняя толщина



Рис. 1. Постоянная парогазовая деятельность Активной воронки Северного кратера 7.02.2009 г. Высота струи 1,5 км.

слоя пепла на оси пеплопада 2,5 см. Пепел алевритовый светло-серый. 1 февраля характер активности изменился: сохранилась постоянная эмиссия пара и вулканических газов на высоту до 300 – 1000 м над кратером со слабой примесью пепла (рис.1). На этом фоне несколько раз в сутки (3-5) стали следовать серии пепловых взрывов с выбросом на высоту 0,5 - 3,2 км (рис. 2). Серии состоят из 2-5 событий, каждое продолжительностью от 2 до 14 минут. Во время пепловых выбросов низкий гул и дрожание почвы ощущаются на расстоянии до 1 км от кратера. Извержение проходит по вулканскому типу, вулканический эксплозивный индекс VEI=2. Пепловые и газовые шлейфы за период с 29 января по 23 февраля были ориентированы в основном в северо-восточном, восточном направлениях. За это время в городе выпало 80 г/м² пеплов.

Извержению предшествовали изменения в химическом составе фумарольных газов, значительное увеличение их расхода, в том числе за счет образования нового мощного фумарольного поля, а также возникновение термального озера в Активной воронке Северного кратера и резкие колебания его уровня [Котенко и др., 2007]. Основой мониторинга в. Эбеко служат



Рис. 2. Эксплозивная деятельность 17.02.2009 г.

установленные для него геохимические прогностические признаки [Иванов, 1957, Башарина и др., 1971, Меняйлов и др., 1976, 1988, Фазлуллин и др., 1998]: увеличение отношений S/Cl , H_2S/SO_2 , S/C , F/Cl , H_2O/CO_2 в фумарольных газах, а также рост содержания газов группы серы (SO_2 , H_2S), HCl , N_2 , Ar , O_2 , H_2 на фоне роста температуры фумарольных газов. Наличие данных предвестников важно, если учесть, что фреатические извержения начинаются без сейсмической подготовки. Первые признаки начинающейся активизации вулкана появились в 2003 г.: началось изменение состава газов фумарол Северо-Восточного поля. Выросли содержания SO_2 , Ar , HCl , H_2S , N_2 , O_2 . 27 января 2005 г. на в.Эбеко были зафиксированы первые фреатические взрывы и он вступил в стадию усиления фумарольной деятельности. Центром активизации стала Активная

воронка, тепловая мощность ее парогазовых струй выросла от 7,1 МВт до 22 МВт. Летом 2005 г. образовалось новое фумарольное поле Июльское с 20 мощными и множеством слабых струй и рассеянным паровыделением на площади 0,020 км². В составе газов (без H_2O) почти в равных долях содержались CO_2 , SO_2 , HCl . Температура выделяемых газов неуклонно росла (от 110 до 508°C), весной 2006 г. на новом поле произошло самовозгорание серы. Рост прогностических соотношений, рассчитанных для струй фумарольного поля Июльское (рис. 3) в феврале 2008 г. сменился падением. В январе 2005 г. в Активной воронке возникло термальное озеро, что было обусловлено появлением на дне многочисленных фумарольных струй. Оно просуществовало стабильно до лета 2007 г., когда начались резкие колебания уровня, не связанные с метеорологическими условиями, и исчезло. Максимальная глубина озера была 15 м. Произошедшие изменения в состоянии в. Эбеко в период 2003-2006 гг. позволили сделать вывод о подготовке к извержению [Котенко и др., 2007].

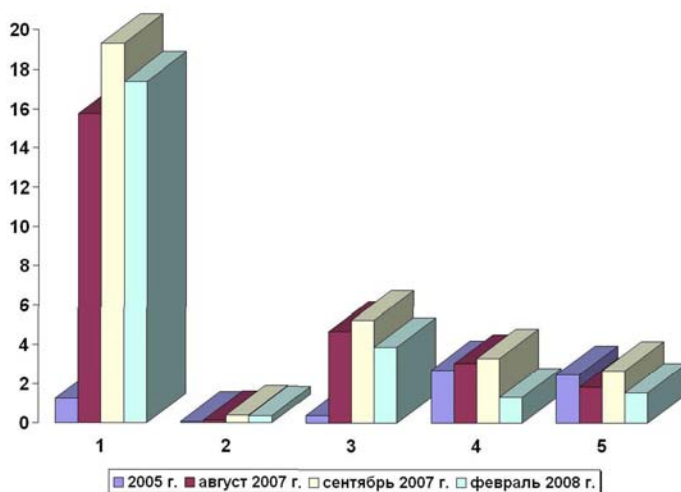


Рис. 3. Изменение прогностических отношений газовых компонентов (фумарольное поле Июльское), где 1- S/Cl , 2 - H_2S/SO_2 , 3 - $H_2O/CO_2 \times 10^{-2}$, 4 - S/C , 5 - $CO_2/H_2 \times 10^{-2}$.

Во время извержений вулкана Эбеко г. Северо-Курильск могут угрожать [Меняйлов и др., 1992]: пеплопады, отравление атмосферы вулканическими газами, отравление питьевых вод, лахары. Одна из этих угроз – отравление атмосферы вулканическими газами – существует и в периоды усиления фумарольной деятельности. Общий вынос газов всеми фумарольными полями вулкана Эбеко в межэруптивные периоды достигает 1900 т/сутки [Меняйлов и др., 1988]. В 2005-2008 гг. эта величина выросла в 5 раз и стала составлять почти 9600 т/сутки [Котенко, 2008]. Также в составе фумарольных газов значительно выросла доля токсичных составляющих: SO₂, H₂S, HCl (табл. 1).

Таблица 1. Вынос токсичных составляющих в составе фумарольных газов вулкана Эбеко.

Компонент	Активная воронка и поле Июльское в 2005-2008 гг. в сумме			Все фумаролы вулкана в 1979-1985 гг.	Активная воронка в 2009 г.
	% мол.	% вес.	т/сутки	т/сутки	т/сутки
H ₂ O	90.45	77.93	6733	1804.5	14027
CO ₂	2.26	4.77	412	79	858.6
SO ₂	3.37	10.32	892	9.5	1857.6
HCl	2.77	4.82	416	4	867.6
H ₂ S	0.25	0.41	35	3.8	73.8

Очевидно, что фумаролы Активной воронки и поля Июльское в 2005-2007 гг. стали выносить в сутки SO₂ в 94 раза больше, чем все фумарольные поля до активизации, HCl – в 104 раза, H₂S – в 9 раз больше. Вынос вулканических газов активным кратером во время последнего извержения 1987-1990 гг. составлял от 1000 до 4500 т/сутки [Меняйлов и др., 1992]. То есть для вулкана Эбеко количество вулканических газов, выбрасываемых в атмосферу в периоды активизации фумарольной деятельности не только сравнимо с их количеством, продуцируемым во время извержений, но может превышать его. Дополнительными неблагоприятными факторами являются: небольшая высота выброса фумарольных газов (100-600 м), рельеф местности: узкие направляющие ущелья рек, расположение города в низине между двух невысоких возвышенностей. Дополнительное влияние оказывают метеорологические факторы: направление и скорость ветра, количество и продолжительность ливневых осадков, местная циркуляция воздуха, явления вовлечения (для кучево-дождевой облачности) и адсорбции при наличии снежного покрова. Преобладающее в период с августа по апрель западное, северо-западное направление ветра (от вулкана к городу) в большой степени определяет постоянную угрозу загрязнения воздуха. Исключение составляет короткий период (май - середина августа) с преобладающим юго-восточным ветром летнего муссона. Мнение о спасительных часто повторяющихся сильных ветрах [Меняйлов и др., 1992, Мелекесцев и др., 1993] не совсем верно. Ветры западного направления при средней скорости до 5-6 м/с (порывы до 12-13 м/с) только усугубляют ситуацию, к тому же анализ аэрологических данных показывает высокую повторяемость блокирующих слоев в атмосфере выше уровня кратера (рост скорости ветра с высотой или инверсии температуры). Дополнительным фактором оказывается связанная с рельефом местная циркуляция атмосферы. В подветренной части гор могут возникать зоны завихрения и встречное основному воздушному потоку движение воздуха. Рециркуляция воздуха, которая визуалью фиксируется, как облачные взбросы вдоль склона на высотах от 100 до 600 м над уровнем моря, приводит к повышению концентрации примеси. При наличии снежного покрова на уровень загрязнения оказывают существенное влияние свойства снега: адсорбция, ее обратимость и высокая газопроницаемость. Эти свойства определяют наличие постоянного загрязнения вулканическими газами атмосферного воздуха. Типичная схема развития процесса: при западном ветре или штиле газы достигают воздушного бассейна города. Часть газов адсорбируется снежным покровом. После изменения

направления ветра загрязнение определяется испарением с поверхности снега (обычным или метелевым, повторяемость и интенсивность второго в местных условиях значительно выше). В период с декабря по апрель по данным ГМС «Северо-Курильск» ежемесячно наблюдается от 15 до 22 дней с метелью или поземкой. Запах сероводорода неоднократно отмечался при сильных метелях, когда средняя скорость ветра составляла 13-14 м/с, а порывы достигали 30-32 м/с, что объясняется процессом дефляции снежного покрова. Подтверждением наличия в снежной толще адсорбированных газов служат взятые пробы снега. Существенные отклонения от фона (повышено содержание хлорид – иона и сульфат – иона, общая минерализация) отмечены в пробах, если отбору предшествовал период с ветром западного направления, умеренный запах сероводорода в воздухе, выпадение слабых ливневых осадков. В зимний период при усилении фумарольной деятельности в. Эбеко загрязнение воздуха увеличивается за счет ливневых осадков из кучево-дождевой облачности при западных, северо-западных ветрах. Облака вертикального развития характеризуются максимальным массообменом с окружающим воздухом. Во время смещения кучево-дождевой облачности над вулканом и дальнейшего ее роста за счет вынужденной конвекции при преодолении горного препятствия происходит вовлечение (проникновение внутрь облака воздуха из окружающей атмосферы) в том числе и вулканических газов. Газы проникают в основном через боковые границы облака, что определяется высотой парогазовых выбросов. Увеличение массы облака в слое от его основания до высоты 1500 м составляет от 75% до 220%. Нижняя граница кучево-дождевой облачности по данным ГМС «Северо-Курильск» лежит в пределах 400 - 1000 м, верхняя превышает 2 - 3 км. Газы захватываются уже сформировавшимися снежными агрегатами и достигают вместе с ними земной поверхности. Во время выпадения осадков происходит испарение части снежинок – захваченные газы освобождаются. Поэтому при выпадении ливневого снега отмечается появление или усиление запаха вулканических газов. В г. Северо-Курильск в зимний период наблюдается от 18 до 23 дней с ливневыми осадками в месяц. С 28 января по 1 мая 2005 г. проводились инструментальные измерения содержания в атмосферном воздухе H_2S [Котенко, 2008]. Загрязнение H_2S имело следующий характер: постоянное фоновое превышение ПДК в 14-20 раз, на которое накладывались пики превышения ПДК в 100 раз и более при сопутствующих направлениях ветра (западный, северо-западный) и штилях. В случае нахождения в воздухе одновременно нескольких газов, обладающих близким характером влияния на организм человека (SO_2 и HCl), их негативное действие суммируется. Максимальная продолжительность периода сильного загрязнения атмосферного воздуха за 2005-2006 гг. – 7 суток с небольшими перерывами (5 - 11 декабря 2006 г.). Анализ статистики заболеваемости за период с 1991 г. по 2007 г. (данные больницы г. Северо-Курильск) выявил увеличение количества бронхолегочных заболеваний в 2005-2007 гг. В период активизации вулкана появились случаи астмы среди детей и подростков. Дважды в 2006 г. санитарно-эпидемиологической службой была зафиксирована вспышка заболевания детей дошкольного возраста с признаками отравления вулканическими газами.

Питьевая вода поступает из открытого водозабора, не защищенного от воздействия окружающей среды. Общий химический анализ проб питьевой воды только за период активизации фумарольной деятельности показал: вода не соответствует ГОСТу по кислотности (4.69-4.85), наблюдается рост содержания Al (к 13.04.2005 г. ПДК был превышен в 3.4 раза). Эти изменения были обусловлены газовыми выбросами и связанным с ними загрязнением снежного покрова. Во время извержения ситуация может ухудшиться в связи с попаданием в водозабор частиц пепла и увеличением количества токсичных составляющих вулканических газов. По высоте струй и данным аэрологического зондирования на высоте оси шлейфов рассчитан значительно выросший вынос токсичных составляющих для Активной воронки (табл. 1). За период с начала последнего извержения умеренный или сильный запах вулканических газов ощущался 29 января, 1, 3, 18-19, 22-23 февраля 2009 г. Причем, 3.02 и 18.02 - при штормовой погоде с порывами ветра 30 м/с и более.

Заключение. 29 января 2009 г. началось эксплозивное извержение в. Эбеко, характеризующееся постоянной эмиссией пара и газов с небольшой примесью пепла на высоту 300 – 1000 м и периодическими (3-5 раз в сутки) пепловыми выбросами на высоту 0,5 – 3,2 км. Извержению предшествовали изменения химического состава газов и прогностических

соотношений газовых компонентов, а также изменения в поверхностных проявлениях гидротермальной деятельности вулкана. Наблюдения за загрязнением воздушного бассейна и питьевых вод г. Северо-Курильск в 2005-2008 гг. показали, что опасность отравления жителей вулканическими газами и ухудшение качества питьевой воды возрастает в периоды усиления фумарольной деятельности вулкана. Начало эксплозивного извержения может еще более осложнить экологическую ситуацию из-за многократного увеличения продуктов вулканической деятельности и значительной длительности периода извержения вулкана (2-3 года).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09-05-00009а) и Президиума ДВО РАН (проекты 09-II-CO-08-006, 09-III-A-08-418, 09-III-B-08-471).

Список литературы

- Башарина Л.А., Храмова Г.Г.** Состояние вулкана Эбеко в 1966-1967 гг. // Бюл. вулканол. станций, 1971. № 47. С. 44-51.
- Горшков Г.С.** Каталог действующих вулканов Курильских островов // Бюл. вулканол. станций, 1957. № 25. С. 96-178.
- Иванов В.В.** Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на о.Парамушир // Геохимия, 1957. № 1. С. 63-76.
- Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапарь В.Н.** Активизация вулкана Эбеко в 2005-2006 гг. (о-в Парамушир, Северные Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 2007. № 5. С. 3-13.
- Котенко Т.А.** Некоторые особенности экологии города Северо-Курильск в период активизации фумарольной деятельности вулкана Эбеко с января 2005 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Изд-во КГПУ. Петропавловск-Камчатский. 2008. № 1. Вып. 11. С. 82-88.
- Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю.** и др. Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 2 // Вулканология и сейсмология, 1993. № 4. С. 24-41.
- Меняйлов И.А.** Зависимость состава вулканических газов от состояния вулканической активности и геохимический прогноз извержений // Бюл. вулканол. станций, 1976. № 52. С. 42-48.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Будников В.А.** Активность вулкана Эбеко в 1987-1991 гг.; характер извержений, особенности их продуктов, опасность для г. Северо-Курильск // Вулканология и сейсмология, 1992. № 5-6. С. 21-33.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.** Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко // Вулканология и сейсмология, 1988. № 4. С. 21-36.
- Меняйлов И.А., Овсянников А.А., Широков В.А.** Извержение вулкана Эбеко в октябре-декабре 1987 г. // Вулканология и сейсмология, 1988. № 3. С. 105-108.
- Сидоров С.С.** Активизация вулкана Эбеко в 1963-64 гг. // Бюл. вулканол. станций. 1965. № 40. С. 44-51.
- Фазлуллин С.М., Тимофеева И.Ф., Котенко Л.В.** и др. Опыт слежения за состоянием вулкана Эбеко (Курильские острова) // Материалы Российско-японского полевого семинара «Минерало-рудообразование в вулcano-гидротермальных системах островных дуг: от модели к эксплуатации». Петропавловск-Камчатский. 1998. С. 252-255.

КОРРЕЛЯЦИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ВУЛКАНИЗМА С ВЕКОВЫМИ ВАРИАЦИЯМИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ВОЗМОЖНОСТЬ ПРОГНОЗА НА ЕЕ ОСНОВЕ.

Н.Д. Кузнецова, В.В. Кузнецов

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Камчатка, с. Паратунка, e-mail: paratundra@mail.ru

В работе обсуждается обнаруженная корреляция периодов интенсивного вулканизма в различных регионах, с экскурсами геомагнитного поля хрона Брюнес, и предлагается возможный механизм.

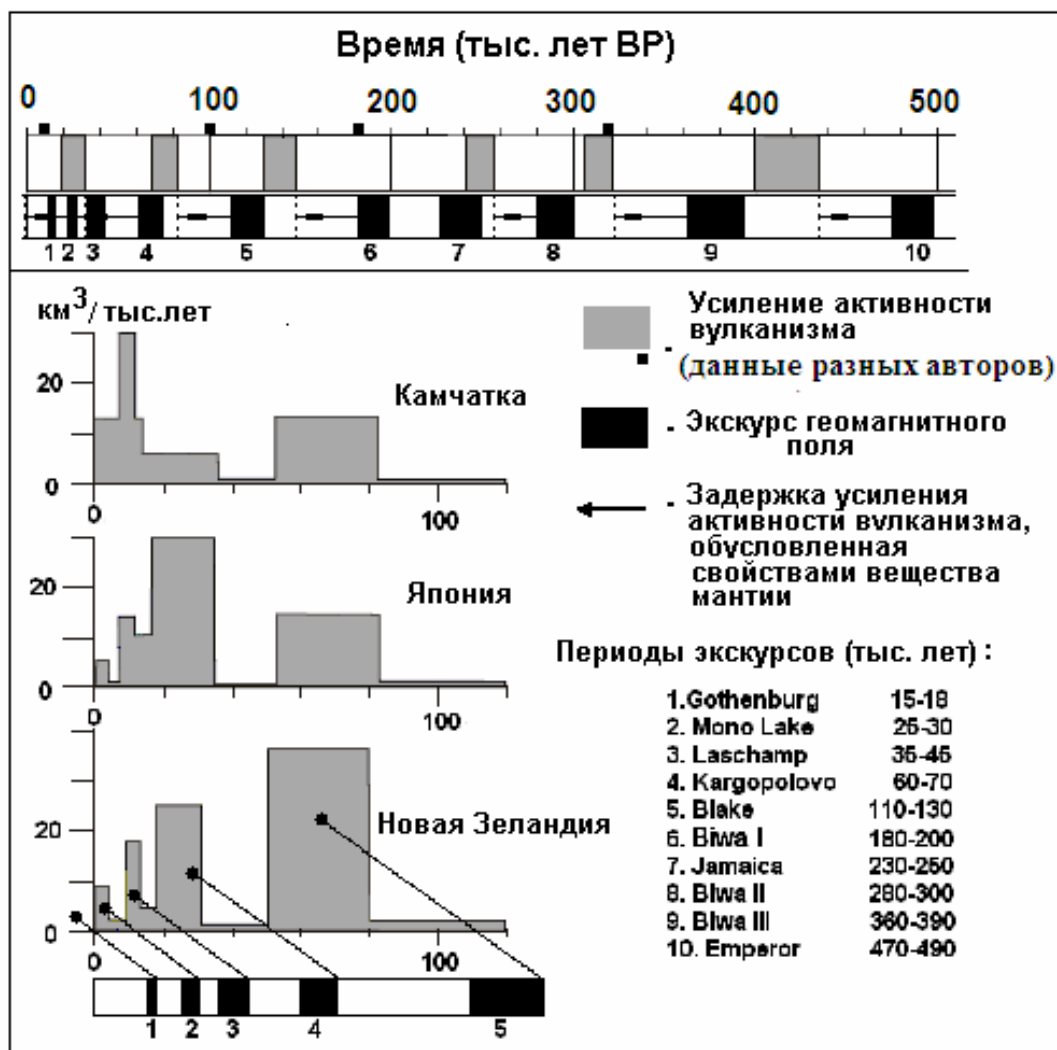


Рис. 1. Связь периодов усиления вулканизма с экскурсами геомагнитного поля.

Периодичность изменения интенсивности вулканизма, в частности, вулканических событий Тихоокеанского обрамления [Селиверстов, 2004] и Калифорнии [Glazner et al., 1999] авторы объясняют климатической модуляцией нагрузки-разгрузки вулканической подложки литосферы льдом или водой.

Проведенный нами анализ вулканической активности в течение последних 500 тыс. лет, совместно с данными по вековым вариациям геомагнитного поля – экскурсам, показал, что наблюдается значимая корреляция между временными рядами этих явлений. Рассматривая вековые вариации геомагнитного поля, как следствие процессов, протекающих в ядре Земли, в результате которых синхронно с изменениями полярности геомагнитного поля происходят процессы, приводящие к возникновению сил расширения и сжатия на границе ядро-мантия [Кузнецов, 2008]. В рамках этой модели в работе делается попытка найти причину вспышек

вулканизма именно в те моменты времени, когда импульс давления успеет передаться через толщу мантии от ядра к поверхности Земли.

На верхней панели рис. 1 приведена последовательность циклов вулканизма и экскурсов ГМП. Рисунок показывает, что экскурсы предшествуют циклам вулканизма примерно на 20 – 30 тыс. лет. Попробуем выяснить, что может означать такая задержка, и насколько она объяснима. Геомагнитное поле, как известно, инерционностью не обладает. По нашей модели [Кузнецов, 2008] все явления геомагнетизма происходят на границе внутреннего ядра. Именно здесь возникает избыточное давление, которое передается на границу ядро-мантия и, релаксируя в литосфере, вызывает её упруго-пластическое течение, результатом которого является усиление вулканизма.

Оценим характерное время вязкоупругой релаксации вещества мантии на воздействие геодинамического импульса вызванного кратковременным циклом расширения Земли: $t = \mu/G$, где μ – «вязкость» среды, а G – модуль упругости. По различным оценкам, μ варьирует в диапазоне $10^{21} - 10^{22}$ Па с, модуль упругости изменяется в интервале: $G \approx 10^9 - 10^{10}$ Па. Отсюда характерное время: $t \approx 10^{12}$ с = 30 000 лет, что неплохо совпадает с характерной задержкой начала усиления вулканизма после экскурса (рис. 1), или, как следует из модели горячей Земли, - импульса её расширения и последующего сжатия.

На рис. 1 (нижняя панель) показана вариация активного вулканизма за 100 тыс. лет - для трех регионов [Селиверстов, 2004]. На этом же рисунке приведен список экскурсов и показано, что замеченная выше особенность, подтверждается ещё в большей степени, чем на верхней панели этого рисунка. Можно отметить такую особенность: чем продолжительнее экскурс, тем больше время задержки и интенсивнее вулканизм. От экскурса Mono Lake (25-30 тыс. лет назад), однозначно зафиксированного во льдах ледяных шапок и в морских отложениях, нас отделяет именно тот отрезок времени, порядка 30 000 лет, характерный, по нашим оценкам, для времени релаксации вещества мантии, что позволяет считать возможным в обозримом будущем повышение интенсивности вулканизма. Либо, анализируя данные последних нескольких тыс. лет убедиться, что такое усиление вулканизма уже началось (рис.2а и 2б).

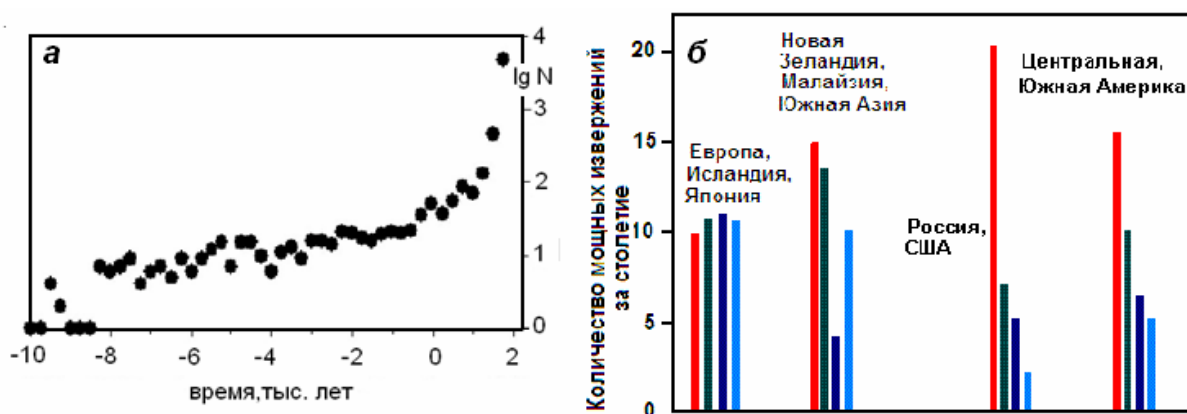


Рис. 2. Слева (а) – диаграмма, показывающая увеличение количества действующих вулканов за 12 тыс. лет. Справа (б) - количество известных извержений с VEI>4 за последние четыре столетия (полосы для разных районов мира означают количество извержений, произошедших в данном районе за столетие: первая полоса – за 20-ое столетие, вторая – за 19-ое, третья - за 18-ое, четвертая - за 17-ое).

Согласно данным по вариации интенсивности вулканизма в течение последних 12 тыс. лет [Акманова, 2007], есть основания считать, что такая тенденция действительно наблюдается (рис. 2-а). Это подкрепляется и рис. 2-б, на котором показано изменение вулканизма за последние 400 лет.

Сравним полученный нами результат с аналогичной зависимостью запаздывания начала тектонических фаз Δt относительно геомагнитных [Палеомагнитология, 1982] (рис. 3). Будем считать, что начала тектонических фаз, - совпадают с вулканизмом. Величина $\Delta t = t$, в нашем случае, и равна ≈ 30 млн. лет, что на три порядка больше, чем оцененная нами. Так как величина G измениться за время эволюции не должна настолько, то, выходит, вязкость μ должна быть на три порядка больше, что тоже маловероятно. По-видимому, наша оценка более правдоподобна.

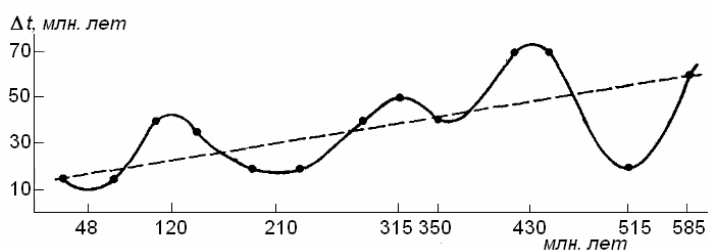


Рис. 3. Запаздывание начала тектонических фаз Δt относительно геомагнитных вариаций [Палеомагнитология, 1982].

Полученный в работе результат позволяет по-новому взглянуть на старую проблему взаимосвязи геомагнетизма и тектоники.

Список литературы

Акманова Д.Р. Особенности вулканической активности окраин Тихого океана за последние 12 тыс. лет // Сб. трудов региональной научно-технической конференции “Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России”, 2007. Т. 2. С. 151-155.

Кузнецов В.В. Введение в физику горячей Земли. Петропавловск-Камчатский. КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. 336 с.

Палеомагнитология. Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Селиверстов Н.И. Гидросферные процессы и четвертичный вулканизм // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле, 2004. № 3. С. 5-15.

Glazner A.F., Manley C.R., Marron J.S., Rojsrtaczer S. Fire and ice: anticorrelation of volcanism and glaciation on California over the past 800,000years // Geophysical Research Letters, 1999. V. 26(12). 1759-1762.

Pyle D.M. How did the summer go? // Nature, 1998. V. 393. P. 415-417.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ МИКРОПЛИТЫ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ И GPS ДАННЫМ

А.В.Ландер,¹ В.Е.Левин,² Н.Н.Титков²

¹Международный Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия, e-mail: land@mitp.ru

²Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия, e-mail: lev@emsd.ru

Командорская микроплита (Командорский блок) составляет крайний западный сегмент Алеутской островной дуги, примыкающий к перпендикулярным активным структурам (границам плит), протянувшимся вдоль Камчатки. В глобальном масштабе рассматриваемый регион располагается в области конвергентного сочленения трех крупнейших плит: двух "медленных" преимущественно континентальных - Евразийской и Северо-Американской, и одной "быстрой" Тихоокеанской. В окрестности "точки" их тройного сочленения от Евразии и Северной Америки обособились две плиты среднего размера: Охотия и Берингия, а также ряд более мелких блоков. Большинство из них перемещается с низкими, но достаточными для возникновения заметной сейсмической активности, относительными скоростями, сохраняя общие кинематические черты движения крупных материнских плит. К числу таких мелких блоков относится и Командорская микроплита. Однако, в отличие от большинства остальных, предполагается, что ее неогеновая история связана с Тихоокеанской плитой [Lander, Shapiro, 2007]. По-видимому, несмотря на то, что в наше время Командорский блок встроен в Алеутскую дугу, его кинематические характеристики продолжают определяться в первую очередь тихоокеанскими движениями.

Структуры Алеутской дуги на протяжении 3400 км разделяют Северо-Американскую плиту (точнее на основном протяжении Берингию) от Тихоокеанской. Вследствие изгиба дуги, характер взаимодействия между плитами вдоль нее постепенно меняется от ортогональной субдукции на востоке до практически чистого правого сдвига на западе. Соответственно закономерно меняется вдоль дуги и степень проявленности зоны субдукции. Надежная наклонная, падающая на север, сейсмофокальная зона наблюдается на западе только до 172°Е, причем на последних 500 км, между 180° и 172°Е, происходит постепенное уменьшение максимальной глубины землетрясений от 250 до 100 км [USGS National Earthquake Information Centre, <ftp://hazards.cr.usgs.gov/edr/mchedr/>]. Отдельные редкие (и не всегда надежно определенные) события с глубинами до ~100 км зарегистрированы под дугой и дальше на северо-запад вплоть до Камчатки, причем эти промежуточные землетрясения, как и в районах субдукции, остаются значительно смещенными в сторону дуги относительно желоба. Эти данные, наряду с общей кинематикой относительных движений крупнейших плит, позволяют предположить, что участки тихоокеанского слэба, погруженные в центральной части Алеутской дуги могут в дальнейшем продвигаться в северо-западном направлении, оставаясь на постоянной глубине под осевой линией дуги.

Описанная картина взаимодействия Тихоокеанской плиты с Алеутской дугой во всех главных чертах повторяет известную активную тектоническую структуру, развивающуюся на северо-западе Зондской дуги (район Суматры и Андаманского моря), где океаническая Индо-Австралийская плита взаимодействует с континентальной Зондской (Сунда) плитой (рис. 1). Вдоль Зондской дуги, также как и вдоль Алеутской, происходит обусловленная изгибом границы постепенная смена условий субдукции на сдвиг. При этом в Андаманском море на трансформном участке границы плит четко фиксируется наклонная сейсмофокальная зона, падающая под островную дугу. По-видимому, повышенное сцепление с дугой наклонного, но движущегося в горизонтальном направлении слэба, привело в Зондской дуге к отделению от нависающей Зондской плиты тонкой "щепки" (sliver) - узкой Бирманской микроплиты, перемещающейся вдоль глубоководного желоба и островной дуги, в основном в направлении движения океанической плиты, но с меньшей, чем последняя, скоростью. Однако в ее движении возможны и флуктуации. Именно с таким мгновенным отскоком "щепки" в сторону желоба (наряду с продолжением продольного проскальзывания) были связаны катастрофические Суматранское землетрясение $M=9$ и цунами 26 декабря 2004 г. Поэтому сходство тектонических процессов в Зондской и Алеутской дугах заставляет очень серьезно

отнестись к изучению движений последней, где также, по-видимому, существует аналогичная, хотя и меньшего размера, "щепка" - Командорская микроплита.

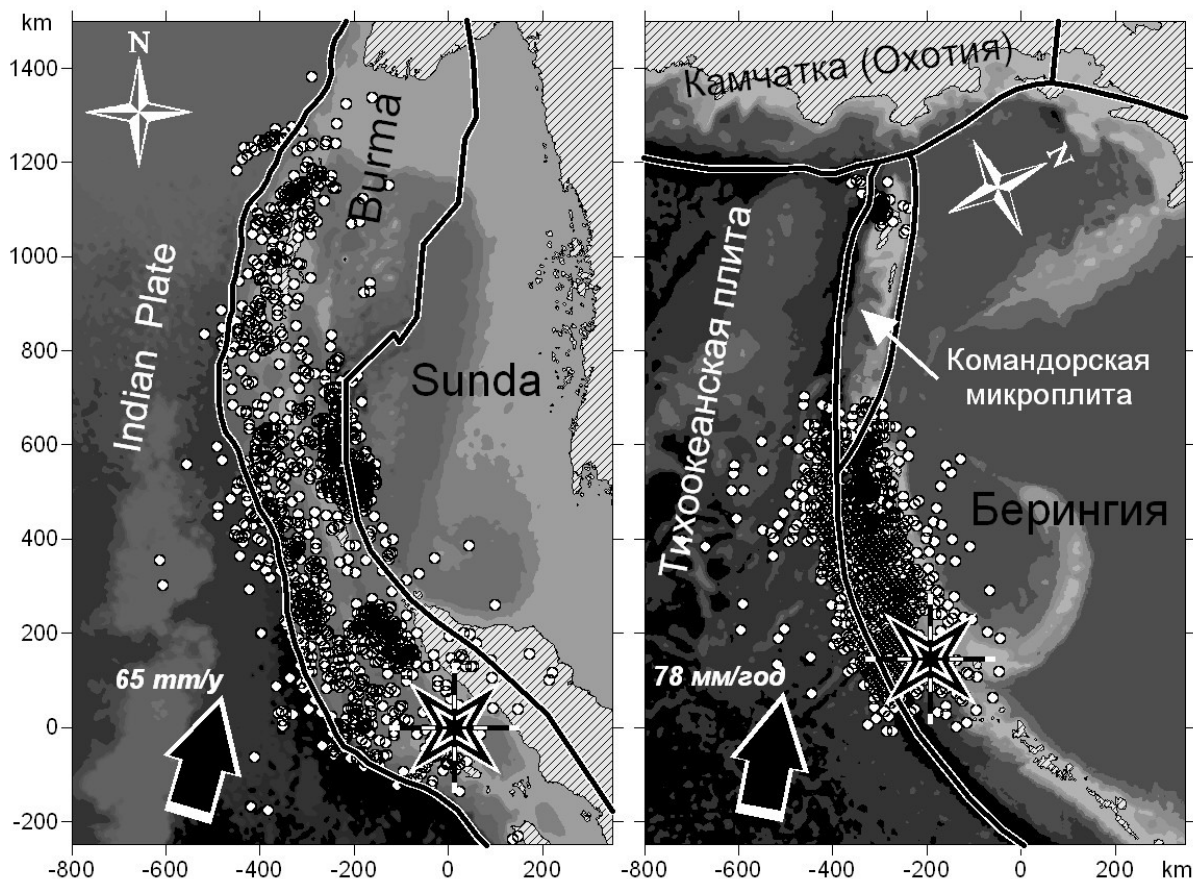


Рис. 1. Структурная и кинематическая аналогия между Зондской и Алеутской дугами. Слева - северо-западная часть Зондской дуги, справа западная часть Алеутской (карты построены в одном масштабе, но в разных проекциях). Жирные линии - границы плит. Крупные стрелки указывают направления относительных движений океанических плит (Индийской и Тихоокеанской). На карты нанесены эпицентры (звезды) и облака афтершоков сильнейших землетрясений: Суматранского 2004 г. $M=9$ в Зондской дуге, и 1965 г. $M=7.75$ в Алеутской.

Морфологически Командорский блок (рис. 2) встроен в Алеутскую островную дугу, являясь ее северо-западным окончанием. Однако в районе 169° - 170° восточной долготы полоса сейсмичности, проходящая по юго-западному склону дуги, раздваивается, частично переходя на северо-восточный берингийский борт Командорского блока, и отделяя его в современной структуре от остальной Алеутской дуги. В результате Командорская микроплита ограничена с северо-востока и юго-запада двумя узкими параллельными сейсмическими поясами [USGS National Earthquake Information Centre, <ftp://hazards.cr.usgs.gov/edr/mchedr/>, Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов 1962-2006 КФ ГС РАН]. Сейсмичность северо-восточной границы микроплиты концентрируется вдоль разлома Беринга, протянувшегося на океаническом основании непосредственно у подножья склона Командорского шельфа. Землетрясения на юго-западной границе происходят вдоль Алеутского желоба и параллельного ему разлома Стеллера (на западе микроплиты). За столетний интервал инструментальных наблюдений сейсмическая активность северо-восточной границы Командорской микроплиты в целом несколько превосходит активность юго-западной границы. Однако, возможно, это связано с неполнотой накопленной статистики и, в частности, с длительным затишьем, наблюдаемым на склоне желоба юго-восточнее Командорских о-в. На обеих параллельных границах Командорской микроплиты в очагах землетрясений преобладают правые сдвиги [Global CMT catalog, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>]. Это указывает на то, что узкая, вытянутая микроплита скользит на северо-запад параллельно движению Тихоокеанской плиты, отставая от последней. На северо-западе Командорская микроплита сталкивается с Камчаткой. Это подтверждается тем, что на небольшом "торцовом" участке в районе мыса Африка наблюдаются взбросовые механизмы землетрясений. Относительно

глубокие (до 100-120 км) землетрясения, зафиксированные в Командорском блоке, на сегодня плохо изучены и не позволяют оценить форму его возможной нижней границы.

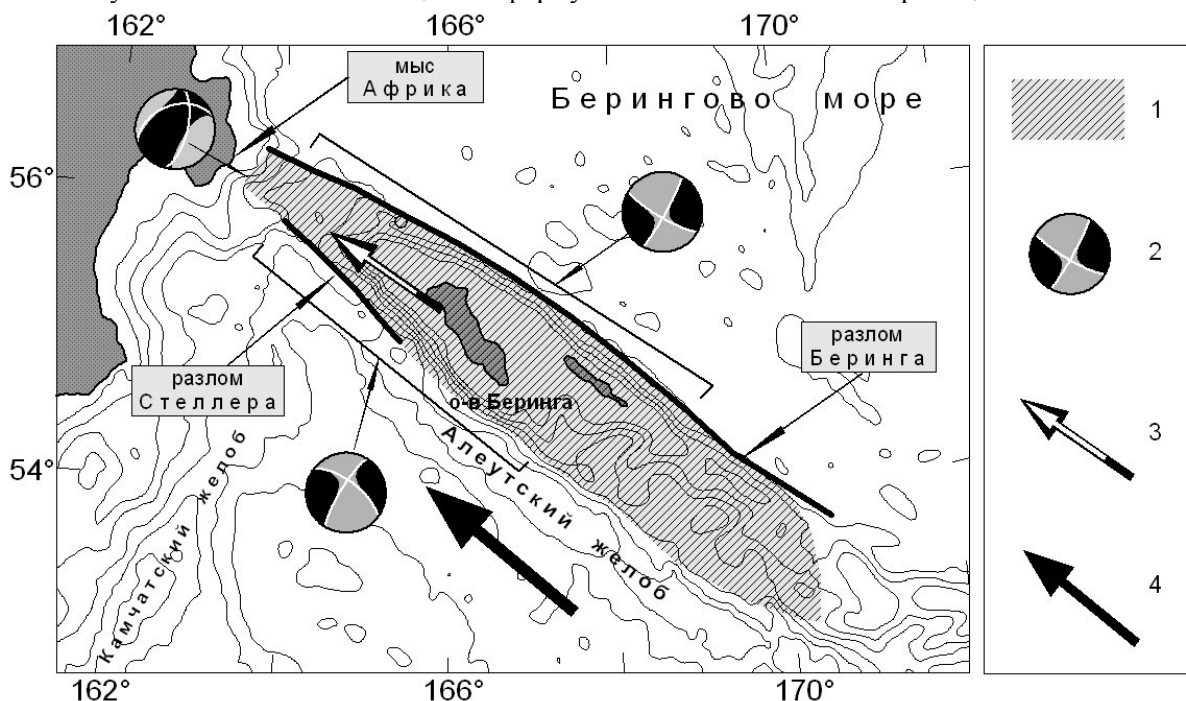


Рис. 2. 1 - Командорская микроплита, 2 - Средние тензоры сейсмического момента на границах Командорской микроплиты, рассчитаны на основе [Global CMT catalog, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>], 3 - Вектор скорости Командорской микроплиты относительно Камчатки по данным GPS, 4 - Вектор скорости Тихоокеанской плиты относительно Камчатки, модель GRSM 1.2 [Plate Motion Calculator, http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/model/]

В отличие от сейсмологической информации, позволяющей судить о форме Командорской микроплиты и приблизительном направлении движения, данные GPS позволяют построить значительно более надежную количественную оценку вектора ее скорости. Впрочем, здесь имеются определенные трудности, связанные с отсутствием на сегодня надежных моделей движения прилегающих плит: Охотии и Берингии. Главные оценки движения Командорской микроплиты могут быть получены путем комбинации двух групп данных. Во-первых - по непосредственным измерениям, полученных Камчатской региональной сетью GPS (KAMNET), одна из станций которой располагается в центральной части Командорского блока, во-вторых, используя модели движения крупных плит: Евразийской, Северо-Американской, Тихоокеанской, построенных по GPS-измерениям на станциях, удаленных от рассматриваемого региона. Ниже приведены основные результаты этих оценок в системе координат неподвижной Евразийской плиты в рамках модели GRSM v1.2 [Kreemer, Holt., Haines, 2003, Plate Motion Calculator, http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/model/].

Согласно модели, Тихоокеанская плита в районе Командорского блока движется относительно Евразии примерно на северо-запад со скоростью 79 мм/год. Скорость Командорской микроплиты (станция BRNG) относительно Евразии, составляет 55 мм/год (период 2006-2008 гг., а также более ранний [Левин и др. 2002]), причем направления Тихоокеанского и Командорского векторов отличаются всего на 1°. Соответственно скорость "отставания" Командорской плиты от Тихоокеанской составляет 24 мм/год. Сравнение двух последних величин показывает, что Тихоокеанская плита оказывает большее влияние на движение Командорской, чем расположенная севернее Берингия.

5 декабря 2003 г. на северной границе Командорского блока вблизи о-ва Беринга произошло достаточно сильное землетрясение $M_w=6.7$. При этом на станции BRNG, расположенной в 70 км юго-восточнее эпицентра зарегистрировано косейсмическое смещение на 17 мм в направлении 300° (повернуто на 26° по часовой стрелки относительно среднего вектора за 2006-2008 гг). Таким образом дополнительное мгновенное перемещение центральной части Командорской микроплиты в результате этого события составило примерно 30% от характерного годового, происходящего в отсутствие сильных землетрясений.

Камчатка, в направлении которой движется Командорский блок, располагается на

Охотской плите. Однако Восточная Камчатка подвержена значительному влиянию Тихоокеанской плиты, по-видимому, возникающему в результате их сцепления в зоне субдукции. В промежутках между сильными землетрясениями станции, расположенные на Восточной Камчатке, смещаются также приблизительно на северо-запад со скоростями 10-20 мм/год, а в момент сильного землетрясения практически мгновенно перемещаются в обратную сторону. Амплитуда этих перемещений закономерно убывает при удалении к западу от зоны субдукции. В результате большую часть времени скорость Командорской микроплиты относительно ближайших районов Камчатки оказывается ниже, приведенного выше значения. Для ближайшей станции KBG, расположенной на полуострове Камчатского мыса эта относительная скорость составляет 36 мм/год.

Возвращаясь к структурному и кинематическому сходству Алеутской и Зондской дуг, обратим внимание на сильное землетрясение 4 февраля 1965 г. $M=7.75$, произошедшее в центральной части Алеутской дуги и занимающее в последней примерно то же структурное положение, что и катастрофическое Суматранское событие 26 декабря 2004 г. в Зондской дуге - в области перехода от субдукционного сегмента к трансформному (рис.1). Оба землетрясения имели очень большие афтершоковые области, протянувшиеся в одну сторону от эпицентра - в сторону трансформного сегмента. Если формально учитывать только максимальные размеры, то обе области сравнимы по размеру. Однако облако афтершоков Алеутского землетрясения имеет необычную форму: резко обрываясь у "начала" Командорского блока, оно вновь отчетливо проявляется роем событий у его северо-западного окончания. 400-километровый промежуток не содержал афтершоков. Выше отмечено, что этот же сегмент Алеутского желоба относительно мало активен в течение всего интервала инструментальных наблюдений. Возможно, мы имеем здесь "запертую" область длительного затишья, предшествующего сильному землетрясению (область афтершоков Суматранского землетрясения в предыдущей истории инструментальных наблюдений была также мало активна).

Таким образом, как сейсмологические данные, так и GPS-измерения подтверждают для Командорской микроплиты изложенную выше модель "щепки", движущейся на северо-запад вдоль трансформной границы под преимущественным влиянием Тихоокеанской плиты и упирающейся во фронтальном торцовом сочленении в полуостров Камчатского мыса. Возможность возникновения на южной границе микроплиты сильного землетрясения заставляет внимательнее отнестись к дополнительным в первую очередь GPS измерениям на Командорских островах.

Список литературы

- Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов 1962-2006** КФ ГС РАН.
Левин В.Е., Гордеев Е.И., Бахтиаров В.Ф., Касахара М. Предварительные результаты GPS мониторинга на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология, 2002. № 1. С.3-11.
Global CMT catalog, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // Geophys. J. Int., 2003. 154. P. 8-34.
Lander A.V., Shapiro M.N. The Origing of the Modern Kamchatka Subduction Zone. Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region Geophysical Monograph. Series 172. Copyright 2007 by the American Geophysical Union. 10.1029/172GM09, p. 56-64.
Plate Motion Calculator, http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/model/2.
USGS National Earthquake Information Centre, <ftp://hazards.cr.usgs.gov/edr/mchedr/>

ТРЕХМЕРНЫЕ ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

А.Б. Лексин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
(ИГЕМ РАН), Москва, e-mail: lexin@igem.ru

В отличие от камчатских вулканов, вулканы Курильских островов до сих пор изучены очень плохо. Это связано, в первую очередь, с их географической удаленностью и недоступностью, во вторую - плохой проходимостью и обнаженностью, (из-за зарослей стланика и бамбука.). На некоторых островах нет пресной воды. В настоящее время большинство островов стали необитаемыми, и отдельные вулканы посещаются в последние десятилетия исключительно туристами и редкими небольшими отрядами ученых, проводивших специальные, главным образом, петрохимические исследования. Все эти работы носили и носили исключительно спонтанный характер и мало что добавляли к фундаментальным работам по вулканологии, выполненными Г.С. Горшковым, Б.И. Пийпом, и Е.К. Мархининым в середине XX века. Исключением можно считать исследования извержений вулкана Алаид в 1972 и 1980 гг., и вулкана Тятя в 1973 г., когда в течение нескольких лет на них работали комплексные экспедиции Института вулканологии ДВО РАН [Горшков, Авдейко и др., 1974; Андреев и др., 1978; Кирсанов и др., 1975; Иванов и др., 1979; Хренов и др., 2005].

Основной целью и задачей настоящей работы это мониторинг активных вулканов Курильских островов. Логическим продолжением исследований, вслед за вулканами Камчатки, является создание цифровых трехмерных моделей рельефа активных вулканов Курильской островной дуги для последующего их использования для разработки сценариев возможных извержений и минимизации их последствий. Единственной возможностью максимального снижения риска и минимизации последствий воздействия вулканизма на природную среду и цивилизацию является прогноз и своевременное оповещение о готовящихся вулканических извержениях. Этим целям служит система космического мониторинга катастрофических явлений, которая предназначена для решения следующих основных задач: обнаружение предвестников извержений; контроль динамики развития происходящих событий; разработка сценариев динамики извержений, с целью оценки их масштаба и влияния на природную среду.

Ведется накопление базы данных по результатам дистанционного зондирования, с целью создания и построения математической модели и моделирования вулканического процесса в областях современного вулканизма.

Основной целью и задачей настоящей работы является создание цифровых трехмерных моделей (3D) рельефа активных вулканов Курильских островов для разработки в дальнейшем на их основе сценариев возможных извержений и оценки масштаба последствий.

Современные методы дистанционного зондирования, такие как радарные измерения и съемка многоканальными радиометрами (ASTER, MODIS), позволяют вести эффективный мониторинг состояния морфологии кратеров и экструзивных куполов действующих вулканов.

В 2008 году продолжен сбор, обработка, анализ и продолжение создания базы данных космического мониторинга вулканов Курило-Камчатской островной дуги. К наиболее активным вулканам Курил относятся: Алаид (о. Атласова); Чикукрачки, Эбеко (о. Парамушир); Пик Сарычева (о. Матуа); Немо, Пик Креницына (о. Онекотан); кальдера Заварицкого (о. Симушир); Иван Грозный, Менделеева (о. Итуруп); Тятя (о. Кунашир) (табл. 1). Созданы цифровые трехмерные модели рельефа для этих вулканов (рис. 1). В 2009 г. основные усилия направлены, опираясь на опыт исследований предыдущих лет вулканов Камчатки, на создание цифровых моделей (3D) активных вулканов Курильских островов. Комплексное использование методов дистанционного зондирования наряду с традиционными геологическими и вулканологическими исследованиями, несомненно, расширят наши знания в области наук о Земле и позволят перейти к количественным оценкам баланса вещества современного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги, и оценки масштаба вулканоопасности.

Ведется типизация (паспортизация) активных вулканов Курильской островной дуги, оценка геологического эффекта извержений для вулканов различного типа, по полученным результатам создается ГИС.

Таблица 1. Основные действующие вулканы Курильской остров

№	Название	Высота (м)	Координаты	Состав	Тип вулкана	Дата некоторых извержений (XVII-XXI вв.)
	Остров Атласова					
1.	Алаид	2339	50° 51'5 с.ш. 155° 34' в.д.	андезибазальты	стратовулкан	1790-1793, 1854, 1860, 1894, 1932 (Такетоми), 1972 (Олимпийский), 1980 (вершинное извержение)
	Остров Парамушир					
2.	Эбеко	1156	51° 41' с.ш. 156° 01' в.д.	андезиты	сомма-везувий	1793,1833-1834, 1859, 1934-1935, 1963, 1965, 1967, 1969, 1987, 1989-90, 1991, 1998, 2005 г.
3.	Чикурачки	1817	50° 19'5 с.ш. 155° 27'5 в.д.	андезиты	стратовулкан	1853, 1854-1859, 1958, 1961, 1964, 1973, 1986, 2002, 2003, 2005 г.
4.	Татарина	1530	50° 18' с.ш. 155° 26' в.д.	андезиты	стратовулкан	Фумарольная деятельность
5.	Карпинского	1345	50° 09' с.ш. 155° 22' в.д.	андезиты	кальдерный вулкан	1952 г.
6.	Фусса	1772	50° 16' с.ш. 155° 15' в.д.	андезиты	стратовулкан	1737, 1742, 1793, 1854, 1857, 1969, 1978, 1981, 1982, 2004 г.
	Остров Онекотан					
7.	Асырминтар	570	49° 36' с.ш. 154° 54' в.д.	андезиты	стратовулкан	1938 г.
8.	Немо	1019	49° 36' с.ш. 154° 48' в.д.	андезиты	сомма-везувий	Современные лавовые потоки
9.	Креницына	1325	49° 21' с.ш. 154° 42' в.д.	андезибазальты	сомма-везувий	1846, 1879, 1952 г.
	Остров Симушир					
10.	Прево	1360	47° 01' с.ш. 152° 07' в.д.	андезиты	стратовулкан	1760, 1914 г.
11.	Заварицкого	624	46° 55' с.ш. 151° 57' в.д.	андезибазальты	стратовулкан	-
12.	Горящая сопка	891	46° 50' с.ш. 151° 45' в.д.	андезиты	сомма-везувий	1849, 1881, 1883, 1914, 1944 г.
	Остров Матуа					
13.	Пик Сарычева	1497	48° 05',5 с.ш. 153° 12' в.д.	андезибазальты	стратовулкан	1760, 1878-79, 1928, 1930, 1946, 1954, 1976 г.
	Остров Кетой					
24.	Пик Палласа	1002	47° 21' с.ш. 152° 28'5 в.д.	андезибазальты	щитовой стратовулкан	1947
	Острова Черные Братья					
25.	Черного	624	46° 31',5 с.ш. 150° 52',5 в.д.	андезибазальты	стратовулкан	1712/1713
26.	Сноу	~400	46° 31' с.ш. 150° 52',5 в.д.	андезибазальты	стратовулкан	1811, 1854, 1879 г.
27.	Брат Чирпой	752	46° 28' с.ш. 150° 48',5 в.д.	андезибазальты	сомма-везувий	-
	Остров Итуруп					
13.	Кудрявый	991	45° 23' с.ш. 148° 48' в.д.	андезибазальты	кальдерный вулкан	1778 (1779), 1883, 1946 г.
14.	Чирип	1564	45° 23' с.ш. 147° 55' в.д.	андезибазальты	стратовулкан	1843, 1860 г.
15.	Баранского	1126	45° 06' с.ш. 148° 02' в.д.	андезиты	стратовулкан	1951 г.
16.	Тебенькова	1212	45° 01' с.ш. 147° 55' в.д.	андезиты	сомма-везувий	-
17.	Иван Грозный	1158	45° 00' с.ш. 147° 52' в.д.	андезиты	сомма-везувий	1973 г.
18.	Атсонупури	1205	44° 49' с.ш. 147° 07' в.д.	андезиты	стратовулкан	1812, 1932 г.
19.	Берутарубе	1222	44° 28' с.ш. 146° 56' в.д.	андезибазальты	стратовулкан	1812 г.
	Остров Кунашир					
20.	Тятя	1822	44° 21' с.ш. 146° 15' в.д.	андезибазальты	сомма-везувий	1812, 1973 г.
21.	Менделеева	890	43° 59' с.ш. 145° 26' в.д.	андезибазальты	сомма-везувий	1880 г.
22.	Головнина	547	43° 53' с.ш. 145° 32' в.д.	андезиты	кальдерный вулкан	Слабая сольфатарная деятельность



Рис. 1. Цифровые модели рельефа действующих вулканов Курильских островов

Единственной возможностью максимального снижения риска и минимизации последствий катастрофических извержений на природную среду и цивилизацию является прогноз и своевременное оповещение о готовящихся вулканических извержениях. Этим целям служит система космического (спутникового) мониторинга активных вулканов, которая предназначена для решения основных задач: обнаружение и выявление предвестников катастрофических извержений, контроль развития происходящих событий, создание сценариев динамики извержений, с целью оценки масштаба и их последствий, влияющих на природную среду.

Методы компьютерной обработки позволяют оперативно строить цифровые трехмерные модели рельефа вулканов, наносить на них с высокой точностью дополнительные данные в географической системе координат (лавовые потоки, шлаковые конусы, разломы), моделировать места возникновения новых эруптивных центров, прогнозировать возможное направление движение новых селевых и лавовых потоков, лахар, создавать новые «цифровые слои» для количественной оценки объемов изверженного материала в реальном времени, отобразить на них петрохимические данные и возраст.

Для получения конечного результата используются российские и зарубежные программные продукты.

Выводы

Исследования со спутников позволяют в полном объеме обеспечить постоянное наблюдение за изменением морфологии кратеров вулканов, следить за изменениями теплового потока на них и осуществлять оперативную передачу информации в обрабатывающие центры и тем самым обеспечивать в реальном времени выявление критериев предвестников извержений. С появлением многоцелевых искусственных спутников земли (ИСЗ), а также открытостью и доступностью многих уникальных материалов космических съемок, получаемых как с отечественных, так и зарубежных орбитальных станций, значительно расширился диапазон их применения [Двигаго, 2000; Дрознин, Шиндеров, 1992]

Система космического, самолетного и наземного мониторинга с использованием методов компьютерной обработки цифровых изображений высокого пространственного разрешения позволяет составлять новые уточненные карты, на которые наносятся новые «цифровые слои» в географической системе координат, на которых отображаются границы

изверженного материала, генетические и петрохимические характеристики пород. На базе этих данных создаются новые детальные карты вулканического районирования и создаются предпосылки для компьютерного моделирования вулканического процесса.

Список литературы

Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Токарев П.И., Широков В.А., Меняйлов И.А., Чирков А.М., Волынец О.Л., Дубик Ю.М., Вергасова Л.П. Извержение вулкана Алаид в 1972 году // Бюлл. вулкан. станций. 1974, С. 64-80

Андреев В.А. Шанцер А.Е., Хренов А.П., Нечаев В.А., Округин В.М. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюлл. вулканол. Станций, 1978ю № 55. С. 35-40

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.

Двигало В.Н. Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2000. № 4. С. 3-16.

Дрознин В.А., Шиндеров Б.Л. Опыт интерпретации геотермальной и инфракрасной съемок // Вулканология и сейсмология, 1992. № 4. С. 63-69.

Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Вакин.Е.А. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973 г. // Бюлл. вулканол. Станций, 1975. № 51. С. 3-18.

Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Чирков А.М., Хренов А.П. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1978-1979 гг. // Вулканология и сейсмология, 1979. № 6. С. 94-100.

Хренов А.П., Богатиков О.А., Дрознин Д.В., Лексин А.Б., Маханова Т.М. Трехмерные цифровые модели вулканов по материалам радиолокационных измерений // Доклады РАН, 2005. Т.202. № 1, С. 71-75.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В КАРЫМСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ЦЕНТРЕ (КАМЧАТКА) В 1972-2008 ГГ. ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

М.А. Магуськин¹, В.Е. Левин², В.Ф. Бахтиаров², Н.Н. Титков²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

²Камчатский филиал Геофизической Службы РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Вулкан Карымский один из самых активных вулканов Камчатки в XX веке [Муравьев 1996]. Его извержения, как правило, продолжительные. Известные периоды активности 20-го века были в 1911–1912, 1920-х, 1934–1947, 1952–1966, 1970–1982 гг. [Иванов и др., 1991].

Очередное его извержение началось 02.01.1996г. и с перерывами продолжается до настоящего времени (сентябрь 2009 г.). Однако, на этот раз, произошли уникальные события. За несколько часов до начала извержения, в 15 км к югу от вулкана, произошло землетрясение $M_w=6.9$, $H=10$ км. Землетрясение такой силы не наблюдалось в вулканическом поясе Камчатки в течение предыдущих 50 лет. Через 12 часов после начала извержения вулкана Карымский на расстоянии 6 км от него произошло подводное извержение в Карымском озере, расположенном в кальдере считавшегося потухшим вулкана Академии Наук, которое длилось менее суток [Гордеев и др., 1998; Муравьев и др. 1997].

Исследования деформаций земной поверхности были начаты в 1971 г. Дальневосточным аэрогеодезическим предприятием и Институтом вулканологии.

Геодезические измерения 1972-1995 гг. охарактеризовали относительные деформации земной поверхности, связанные с деятельностью вулкана. Они имели следующие особенности.

1. В период с 1972 по 1995 гг. произошло общее относительное погружение площади (~ 40 км²), включающей вулкан Карымский. Оно, по-видимому, происходило симметрично относительно кратера вулкана в пределах его кальдеры. При таком допущении объем проседания за 23 года составляет около 0.057 км³ [Магуськин 2008].

2. Эксплозивная деятельность Карымского вулкана сопровождалась продолжительными колебаниями от 5 до 20 мм уровня земной поверхности у подножия его конуса на фоне относительного общего проседания земной поверхности в пределах кальдеры [Магуськин 2008].

3. Поле вертикальных подвижек вблизи вулкана Карымский, наблюдаемое на расстоянии от его кратера в пределах 1.7-3.5 км в период 1972–1995гг., удовлетворительно объяснялось любым изометричным или осесимметричным источником давления под вулканом, верхняя граница которого не ближе 1.5 км от поверхности земли [Магуськин и др., 2008].

4. В происхождении горизонтальных деформаций растяжения вблизи вулкана Карымский на расстоянии от 3 до 4 км от вершины его, трудно выделить главную причину. По-видимому, они связаны, в первую очередь, с более общим процессом - тектоническими движениями, охватывающими Восточный вулканический пояс Камчатки, и, во вторую очередь, с изменениями напряжений в магматической питающей системе вулкана и роями местных коровых землетрясений. Извержения с излияниями лавы в 1976, 1979, 1980 гг. происходили в период, когда наблюдалось растяжение земной поверхности примерно со скоростью 1.5×10^{-6} . В то же время в период 1989–1995гг., перед новым извержением 1996-2009 гг., у юго-восточного подножья, включая район выхода горячих источников вблизи истока реки Карымской, из Карымского озера происходило практически всестороннее растяжение земной поверхности с вдвое большей скоростью 3×10^{-6} в год. Это могло быть признаком поступления магмы с глубин в периферический очаг вулкана [Магуськин 2008].

Повторные геодезические измерения, выполненные в период февраль-сентябрь 1996 г. после событий 01-02.01.1996 г., показали следующие главные особенности деформаций.

1. На местности обозначилась локальная область измеренных максимальных деформаций. Она находится между кальдерами вулканов Карымский и Академии Наук, вытянута по направлению север-юг на ≈ 3.5 км [Магуськин 2008].

2. В области максимальных деформаций произошли разнонаправленные горизонтальные подвижки по широтному направлению, наибольшая измеренная величина растяжения равна 2.3 м. на базе 3.6 км. Измеренная повторным нивелированием величина относительного проседания репера, расположенного в 1.5 км к северу от центра подводного

извержения, равна 0.80 м. Борты зоны проседания испытали неодинаковый по амплитуде подъем: западный борт - на 60–70 см, восточный – на 20–30 см [Магуськин и др., 2008].

В 1997-2005 гг. GPS-наблюдениями определена область значимых горизонтальных деформаций (5×10^{-6} и более) земной поверхности в КВЦ на площади $\approx 30 \times 40$ км, происшедших в связи с землетрясением 01.01.1996 г. и начавшимися извержениями вулканов Карымский и Академии Наук. Максимальные растяжения до 2.34×10^{-4} зафиксированы на участке, расположенном между кратером подводного извержения и южной границы кальдеры вулкана Карымский. Погрешности определения плоских деформаций по главным осям лежат в пределах $\pm (1.2-2.4) \times 10^{-6}$.

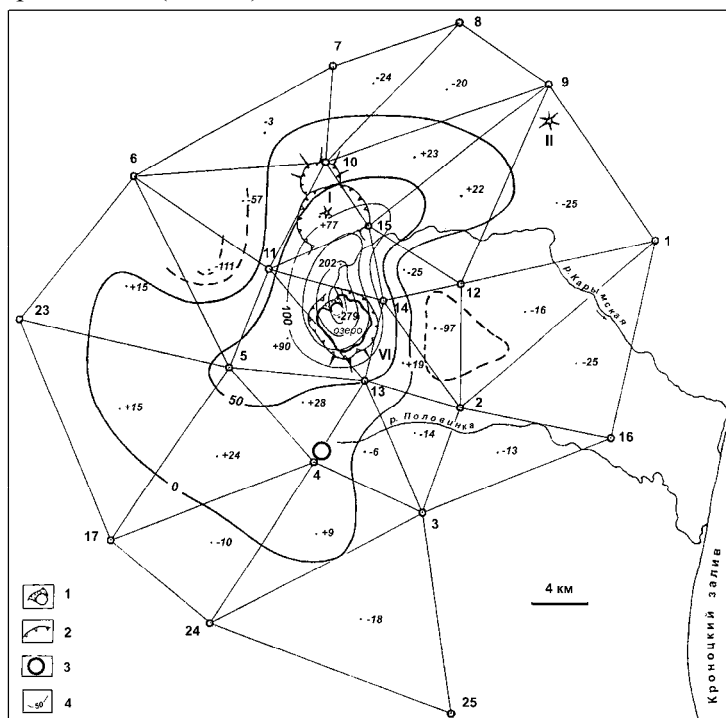


Рис. 1. Относительные изменения площадей плоских фигур (треугольников) – дилатации в КВЦ после извержений 01-02.01.1996г. в период от 1988 - 2000гг. в ед. 10^{-6} , указаны в центре треугольников и изолиниями по площади. 1 - кратер в озере и новый полуостров, образовавшийся при извержении; 2 - границы кальдер вулканов; 3 - эпицентр главного землетрясения; 4 - изолинии равных дилатаций в ед. 10^{-6} .

Рис. 1 иллюстрирует изменения площадей (дилатации) плоских фигур - треугольников. Эти данные очерчивают область положительных деформаций. Максимальное значение ее находится в районе подводного кратера в кальдере вулкана Академии Наук и составляет $2.8 \times 10^{-4} \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Примечательно, что здесь же находились центры дилатации земной поверхности в 1975-1977 гг., 1977-1981 гг., 1981-1983 гг. и 1983-1988 гг., (рис.1) Средняя погрешность определения дилатаций в треугольниках составляет $\pm 2 \times 10^{-6}$. Граница нулевых деформаций (в данном случае граница между областями растяжения и сжатия) имеет неправильную форму и вытянута на юго-запад и северо-восток от центра подводного извержения. Минимальное удаление ее от центра извержения в кальдере Академии Наук в 1996-2000 гг. составляет 5.3 км, максимальное 17.6 км. В 1975-1988 гг. изолиния нулевых горизонтальных деформаций была более изометричной и ее расстояние от центра деформаций равнялось 13 ± 3.5 км [Федотов и др., 1996]. Это показывает, что центр или центры давления в 1996-2000 гг. находились на меньшей глубине (выше 18.3 ± 0.8 км), чем в 1975-1988 гг. [Федотов и др., 1996].

Вокруг области растяжения и положительных дилатаций простирается зона сжатия и отрицательных дилатаций (рис. 1). Они значимы, так как большая часть их значительно превышает погрешности определения, которые колеблются в пределах $\pm (1.2-2.4) \times 10^{-6}$. В восточном и северо-восточном направлениях область сжатия величиной -20×10^{-6} выходит за пределы Карымского геодинамического полигона и границы ее могут быть определены (в пределах чувствительности метода) при увеличении площади повторных измерений.

На рис. 2 представлены относительные изменения уровня земной поверхности вдоль замкнутой нивелирной трассы в разные периоды. Эти данные показали, что периоду интенсивной эффузивно-эксплозивной деятельности Карымского вулкана в 1996-2000 гг. соответствуют сравнительно большие, до 12 мм в год, вертикальные движения (преимущественно опускания) реперов.

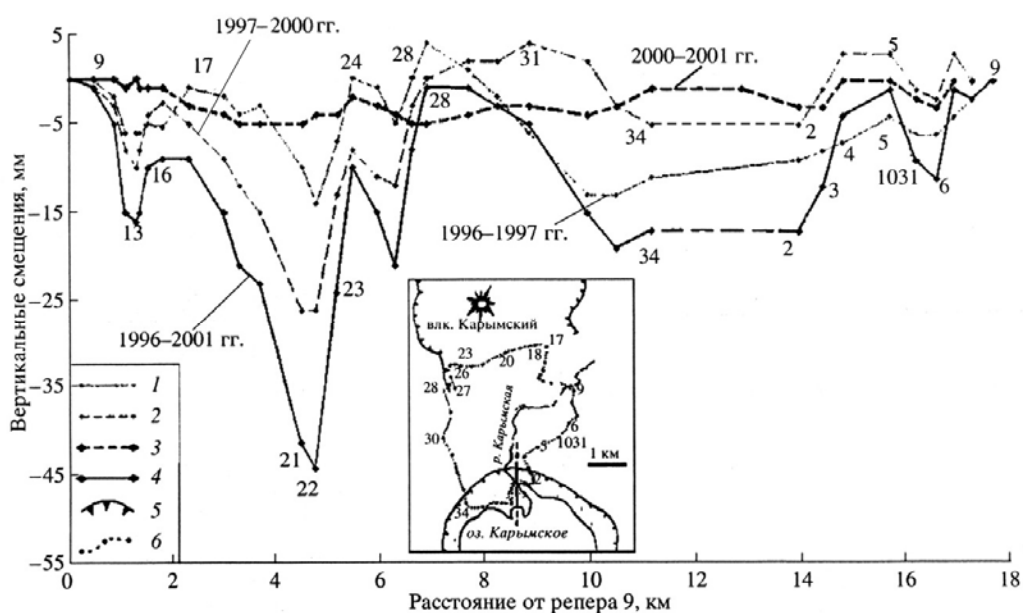


Рис. 2. Вертикальные движения вдоль нивелирного профиля в периоды: 1 – 1996-1997 гг.; 2 – 1997-2000 гг.; 3 – 2000-2001 гг.; 4 – 1996-2001 гг.; 5 – границы кальдер вулканов Карымский и Академии Наук; 6 – линия нивелирования и номера реперов.

Анализ результатов нивелирований 1996-2005 гг. показывает, что происходившие вертикальные подвижки имели следующие свойства.

1. Ближайшие к кратеру вулкана Карымский реперы, с 18 по 26 (рис. 3, вставка), в период 1996-2001 гг. опускались со средней скоростью 5-9 мм/г., однако не наблюдается прямой зависимости величин опусканий реперов от расстояния от кратера.

2. На участке от репера 23 до репера 28 в окрестности пересечения нивелирной трассы с западной границей кальдеры вулкана Карымский (рис. 3) наблюдаются из года в год наибольшие разнонаправленные вертикальные движения. Менее ярко выраженные контрастные движения присутствуют и на участке нивелирной трассы в районе реперов 3, 4, 5, 1031, 6 у северной границы кальдеры вулкана Академии Наук.

3. Характер вертикальных подвижек вдоль нивелирного профиля в периоды 1996-1997 гг. и 1997-2000 гг. был сходным: проседание в кальдере Карымского вулкана, реперы 17-24; сохранение уровня на перемычке между кальдерами, реперы 28-31 и 7-10; проседание у северного края кальдеры вулкана Академии Наук, реперы 33-3.

4. Результаты нивелирований за период 1996-2001 гг. показывают, что вертикальные подвижки вблизи подводного кратера в Карымском озере убывают по мере удаления от него и почти исчезают на расстоянии около 2.2 км от подводного кратера. То же самое происходит вблизи конуса вулкана Карымский, однако здесь граница "нулевых" подвижек находится дальше, на расстоянии примерно 3.2 км от кратера.

На рис. 3 сделана попытка установления взаимосвязи деформаций земной поверхности в пределах кальдеры вулкана Карымский с активностью вулкана и взрывными землетрясениями. Верхняя ломаная кривая "а₁" отражает ход средних значений относительных (в единицах 10⁻⁶) изменений длин линий в линейно-угловой сети вокруг конуса вулкана в 1973 – 1982 гг. на расстоянии 2-4 км от его вершины (рис. 3., вставка). Погрешность каждой точки по 1982 г. равна ±3×10⁻⁵. Начиная с 1986 г. аналогичные данные (ломаная кривая "а₂") показаны для участка местности находящемуся на ЮЮВ от кратера (район, ограниченный пунктами 20-45-44-9-62-63-217-47, рис. 3, вставка). Погрешность каждой точки здесь ±3×10⁻⁶, т.е. на порядок меньше, что объясняется использованием более высокоточной аппаратуры. На ломаной кривой вертикальных подвижек "б" данные однородны по точности, т.е. являются равноточными. Погрешность каждого определения (каждой точки) ± 2.4 мм. Кривая отражает вертикальные подвижки репера 20, наиболее близкого к действующему кратеру, относительно репера 9 (рис. 3, вставка) Рис. 3. показывает, что обобщенные за 33 года (с 1972 по 2005гг.) наклоны ломаных кривых горизонтальных и вертикальных составляющих деформаций земной поверхности в окрестностях конуса вулкана Карымский и его кальдеры не изменились после

скачкообразных подвижек во время событий 01-02.01.1996г. в Карымском вулканическом центре.

В целом, деформации земной поверхности Карымского вулканического центра произошли в результате увеличения давления в его магматическом очаге в 1972-1995 гг., центр которого находится на глубине примерно 18 км, и действия трех почти одновременных событий: сильного поверхностного землетрясения, $M=6.9$, начала очередного, после 13-летнего покоя, периода извержения андезито-дацитового вулкана Карымский, прорыва базальтов и кратковременного извержения в кальдере вулкана Академии Наук с образованием поверхностных разрывов (трещин).

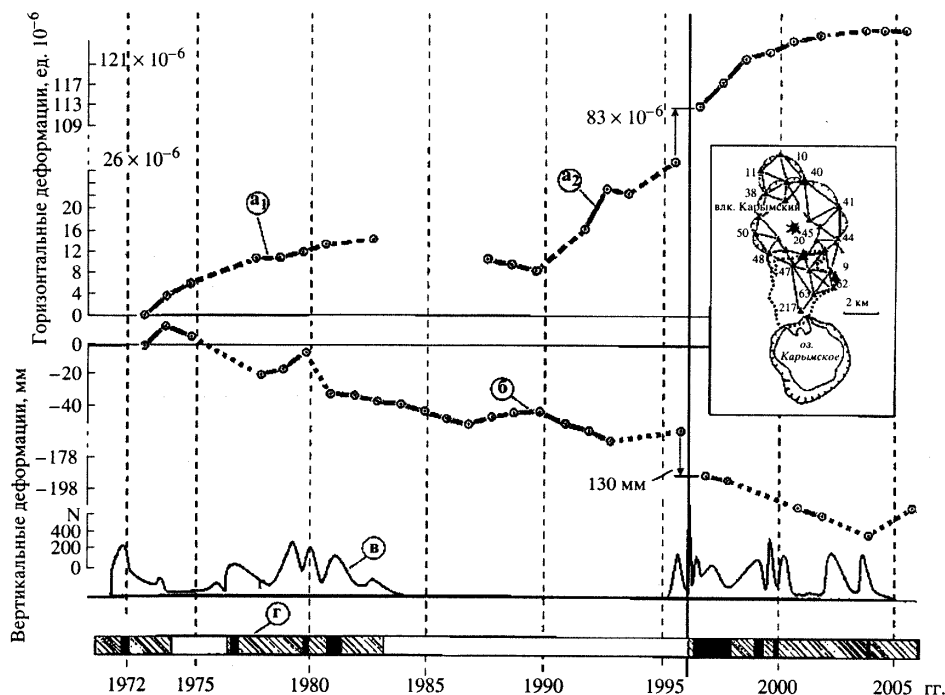


Рис. 3. Сопоставление подвижек земной поверхности с активностью вулкана в 1972-2005 гг. **а₁** - среднее значение измерений длин линий в ед. 10^{-6} в линейно-угловой сети вокруг конуса вулкана, ограниченной пунктами 48-50-38-11-10-40-41-44-9-47; **а₂** - то же на участке, ограниченной пунктами 20-45-44-9-62-63-217-47; **б** - вертикальные смещения репера 20 относительно пункта 40 с 1972 по 1996 гг. и далее относительно репера 9 с 1996 по 2005 гг.; **в** - ежесуточное число взрывных землетрясений; **г** - активность вулкана; **г** - фазы покоя; **II** - фазы эксплозивного извержения; **III** - фазы эффузивно-эксплозивного извержения. На вставке показана схема линейно-угловой сети геодезических пунктов и линия нивелирования.

Список литературы

Гордеев Е.И., Дрознин Д.В., Касахара М. и др. Сейсмические явления, связанные с извержениями вулканов Карымский и в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология, 1998. № 2. С. 28-48.

Иванов Б.В., Брайцева О.А., Зубин М.И. Вулкан Карымский // Действующие вулканы Камчатки, Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 182-203.

Магуськин М.А., Федотов С.А., Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф. Деформации, связанные с сильным ($M = 6.9$) землетрясением, прорывом магм и извержениями в Карымском вулканическом центре в 1996 – 2005 гг. // Вулканология и сейсмология, 2008. №5. С. 22-40.

Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология, 1997. № 5. С. 38-71.

Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология, 1997. № 5. С. 3-36.

ВОЗМОЖНОСТЬ ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРОГНОЗА ПАРОКСИЗМАЛЬНЫХ НАПРАВЛЕННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ С ПЕРЕХОДНОЙ ЭКСТРУЗИВНО-СТРАТОВУЛКАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ ПОСТРОЙКИ

А. И. Малышев¹, Ю. В. Демянчук², Л. К. Малышева¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: malyshev@urg.uran.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: yuridem@emsd.ru

Введение

В 1980 г. произошло пароксизмальное направленное извержение в Сент-Хеленс [Lipman et al., 1981]. Уникальный ряд визуальных наблюдений начальной стадии этого извержения привлек внимание исследователей к проблеме крупных вулканических и вулканотектонических обвалов на действующих вулканах, способных обеспечить триггерный механизм для последующего развития пароксизмального направленного извержения. Эта проблема применительно к вулканам Камчатки и Курильских островов была детально рассмотрена в работе [Мелекесцев, Брайцева, 1984], где, в частности, был сделан вывод о том, что гигантские обвалы на вулканах широко распространены в молодых вулканических областях и представляют большую опасность. В данной работе основное внимание направлено на определение наиболее вероятных условий возникновения подобных обвалов на действующих андезитовых и андезибазальтовых вулканах, а также на возможность оперативного прогноза спровоцированных этими обвалами пароксизмальных извержений. Рассмотрим эти условия на примере двух наиболее активных вулканов Курило- Камчатского вулканического района - Безымянного и Шивелуча.

Переходные структуры андезитовых и андезибазальтовых вулканов как фактор повышения риска пароксизмальных извержений

В эволюции форм извержений и структурах построек андезитовых и андезибазальтовых вулканов нередко присутствует определенная направленность, выражающаяся в общей тенденции к переходу от экструзивной деятельности к эффузивной. Наиболее яркий пример подобной направленности был отражен в процессе формирования доисторической постройки в. Безымянного [Горшков, Богоявленская, 1965; Брайцева и др., 1990], основу которой составлял крупный экструзивный купол, частично переработанный и перекрытый более поздними излияниями лавовых потоков.

Эта же направленность наблюдается и в ходе исторических извержений вулкана. Первоначальный рост купола Нового происходил исключительно благодаря экструзивной деятельности вулкана. С 1965 г. стали отмечаться признаки увеличения пластичности выжимаемых лав, что привело к неоднократному формированию куполообразных и округлых в плане лавовых тел в вершинной части купола Нового. В 1976 г. был зарегистрирован первый лавовый поток, и с этого момента эффузивная деятельность стала обязательной составляющей каждого эруптивного цикла вулкана. При этом для в. Безымянного не потеряла свое значение и экструзивная составляющая эруптивного процесса: начальной стадии каждого извержения, как правило, соответствует выдвигание крупных жестких блоков – обелисков.

Сочетание чередующихся во времени экструзивной и эффузивной форм извержения привело к тому, что купол Новый стал трансформироваться в своеобразную вулканическую структуру, которую можно рассматривать как своеобразную переходную форму между экструзивным куполом и стратовулканом. Если для экструзивных куполов характерно наличие субвертикального комплекса ослабленных зон, возникающего при нарушении сплошности пород при избирательном выжимании отдельных экструзивных блоков, то стратовулканам свойственен субгоризонтальный комплекс ослабленных зон, обусловленный чередованием в разрезе лавовых потоков со слоями спрессованного (но не сцементированного) осыпного материала. В переходном состоянии между экструзивным куполом и стратовулканом в вулканической структуре присутствуют оба комплекса ослабленных зон, что, как было показано ранее [Малышев, 1987, 2000], ведет к меньшей прочности этой структуры по сравнению как с экструзивными, так и со стратовулканическими образованиями. Это делает

более вероятным возникновение крупных вулканических обвалов, которые могут спровоцировать развитие мощных направленных извержений по аналогии с извержением в. Сент-Хеленс в 1980 г. Весьма вероятно, что именно подобное развитие событий стало причиной крупных взрывных извержений, прерывавших IV и V серии лавовых потоков Безымянного [Брайцева и др., 1990] и приведших к формированию доисторических пирокластических потоков Восточного и Западного.

Современное состояние постройки в. Безымянного

В современном состоянии постройки в. Безымянного можно проследить определенную аналогию со структурой восточного блока в преддверии пароксизма 1985 г. [Алидибиров и др., 1988; Alidibirov et al., 1990; Малышев, 2000]. Во-первых в южной части постройки вулкана располагается крупный эрозионный желоб, сформировавшийся в процессе извержения вулкана в конце 2006 г. Обрывистые стенки этого желоба можно рассматривать как структурные нарушения постройки вулкана, сохраняющие свое значение даже при полном заполнении желоба лавовым материалом последующих извержений. Истоки желоба находятся в активной вершинной части вулкана, образуя там крупную впадину. Эта впадина, в свою очередь, нарушает устойчивость пород вершинной части современной постройки вулкана.

Более того, после бурной взрывно-эффузивной деятельности вулкана 14–15 октября 2007 г. на общем фоне его предельно низкой активности в начале ноября 2007 г. произошел внезапный обвал пород в низах юго-юго-восточной части постройки вулкана, непосредственно примыкающей к эрозионному желобу. Развитие обвала привело к формированию обвального пирокластического потока, распространившегося на расстояние до 4 км от вершины вулкана.

В образовавшемся обрыве отчетливо просматривается разрез этой части постройки, в котором под двумя налегающими друг на друга плитами лавовых потоков обнажается осыпной материал, соответствующий, скорее всего, мантийной брекчии экструзивного купола, сформировавшегося в 60-е и начале 70-х годов прошлого века. И сама зона обрушения, и расположенный в ее основании осыпной материал лишает юго-юго-восточную часть постройки вулкана опоры снизу, тем самым нарушая ее устойчивость.

Таким образом, имеется полная аналогия с состоянием вулкана перед пароксизмом 1985 г. - в современной постройке вулкана выделяется крупный неустойчивый блок, по сути, целый сектор, обрушение которого может спровоцировать пароксизмальное развитие одного из следующих извержений.

Помимо этого, есть все основания считать, что основные закономерности развития эруптивного цикла также не претерпели существенных изменений. С точки зрения проблемы, обсуждаемой в данной работе, принципиальное значение имеет наличие в цикле современных извержений стадии мощного деформационно-экструзивного процесса, предваряющего взрывно-эффузивную кульминацию извержения. В качестве примера можно привести активность вулкана во второй половине 2006 г., начальная стадия которой соответствовала росту крупного экструзивного блока в вершинной части постройки вулкана, а в ходе кульминационной стадии в декабре 2006 г. сформировался упоминавшийся выше эрозионный желоб в постройке вулкана. В рамках описанной выше общей тенденции развивалось и последнее извержение вулкана, имевшее кульминацию 19 августа 2008 г.

Вероятность пароксизмальных разрушений в. Безымянный

Среди вышеизложенного присутствуют аргументы как в пользу возможности пароксизмального разрушения юго-юго-восточного сектора вулкана, так и против этой возможности. В пользу разрушения, наряду с анализом современного состояния постройки вулкана, свидетельствует сам факт формирования обвального пирокластического потока в начале ноября 2007 г.

В то же время сравнительно «спокойный» характер и «аккуратное» протекание взрывно-эффузивной кульминации извержения 19-20 августа 2008 г. не привело к развитию пароксизмальных разрушений, что свидетельствует о возможной недостаточности рядового извержения в качестве провоцирующего фактора для пароксизмальных разрушений. На наш взгляд, возможны три причины, обусловившие эту недостаточность: 1) локализация предварявшего извержение деформационно-экструзивного процесса исключительно в вершинной части эрозионного желоба; 2) блокирование перемещения лавового потока обрывом кальдеры и за счет этого передача значительной части напряжений на породы сомма-

Безымянного с соответствующим уменьшением сталкивающего момента, воздействующего на породы в секторе возможных обрушений; 3) отсутствие пирокластических потоков, оказывающих мощное эродирующее воздействие на обломочные породы, обнажающиеся в основании купола.

Трудно ожидать, что подобное сочетание причин, обусловивших отсутствие разрушений, останется неизменным в ходе ближайших извержений. Наличие мощного деформационно-экструзивного процесса, предваряющего эксплозивно-эффузивную кульминацию извержений, позволяет по-прежнему рассматривать постройку в. Безымянного как переходную форму между экструзивным куполом и стратовулканом, обладающую наиболее опасным сочетанием ослабленных зон. В юго-юго-восточной части в настоящее время сформировались все условия для пароксизмального разрушения. Для реализации этих условий необходимо лишь незначительное смещение зоны предваряющего деформационно-экструзивного процесса в сторону потенциально-опасного сектора и (или) эродирующее воздействие достаточно мощного пирокластического потока на обломочные породы, обнажающиеся в основании ослабленного сектора.

Также следует учитывать, что в случае пароксизмального разрушения юго-юго-восточного сектора постройки вулкана Безымянного в зоне возможного поражения направленной эксплозией оказывает полевой лагерь «Плотина».

Возможность деформационного прогноза пароксизмальных разрушений

Вышеприведенный пример неэффективности использования сейсмических методов для прогноза пароксизмальных разрушений андезитовых вулканов с переходной экструзивно-стратовулканической структурой вполне обычен. В 1985 г. прогноз пароксизма в. Безымянный был также не подтвержден по сейсмическим данным [Малышев, 2000], что, собственно, и не позволило максимально привлечь силы и средства Института вулканологии к изучению развития этого уникального извержения.

Однако существует альтернативный метод прогноза подобных извержений, которому в настоящее время, на наш взгляд не уделяется достаточного внимания. Это метод визуальной и (или) наземной фотограмметрической регистрации деформаций, возникающих и развивающихся в активной зоне постройки вулкана в преддверии кульминации каждого рядового эпизода активности вулкана.

В 80-е годы прошлого века именно этот метод на визуальной основе довольно успешно использовался А.И. Малышевым для прогноза извержения в. Безымянного. Наиболее детально циклы предкульминационных деформаций отслежены для извержений 1984–1986 гг. Более того, для июньского и декабрьского извержений 1986 гг. была предпринята количественная оценка закономерностей нарастания деформаций в преддверии кульминации извержений [Малышев, 1995]. Был установлен гиперболический характер нарастания деформаций постройки купола в этих извержениях, что, с одной стороны, позволило предсказать эксплозивную кульминацию декабрьского извержения 1986 г., а с другой — исключить возможность подобной кульминации для затяжного эффузивного развития извержения в 1987 г.

Опыт 80-х годов прошлого века и имеющиеся данные о современных извержениях в. Безымянного показывают, что деформационный метод прогноза по сравнению с классическим методом сейсмических наблюдений имеет преимущества прежде всего в заблаговременности: если поверхностные землетрясения в лучшем случае начинают регистрироваться за 2–3 дня до крупных всплесков активности в. Безымянного, то деформации в его постройке обнаруживаются за 4–6 недель (иногда за 2 месяца). Закономерный характер нарастания деформаций позволяет использовать в плане прогноза именно те количественные методы, которые некогда зародились в попытках прогноза извержений в. Безымянного 1986–1987 гг. и в развитии которых в последнее время достигнут определенный прогресс [Малышев, Тихонов, 2007].

Все вышесказанное справедливо применительно в том числе и к рядовым извержениям в. Безымянного. Однако наибольший интерес представляет анализ развития предкульминационных деформаций в постройке вулкана в том случае, если возникли условия крупных пароксизмальных разрушений переходных экструзивно-стратовулканических структур в постройке вулкана. В частности, для современного состояния в. Безымянного актуально отслеживание области локализации предкульминационных деформаций: смещение этой области в сторону ослабленного юго-юго-восточного сектора вулкана резко повышает

вероятность пароксизмального разрушения, тогда как смещения зоны деформаций в других направлениях эту вероятность понижает.

В свою очередь, по площади распространения деформаций в постройке вулкана при прочих равных условиях можно судить о накопленном в постройке вулкана энергетическом потенциале, а следовательно, и о силе предстоящего извержения. Так пароксизм 1985 г. предварялся деформациями на большей, по сравнению с осенним извержением 1984 г., площади. Кроме этого уже в процессе развития деформаций было зарегистрировано прогрессирующее смещение зоны деформаций в сторону ослабленного блока, что, собственно, и позволило подтвердить долгосрочный и дать краткосрочный прогноз на пароксизмальный характер извержения.

Выводы

Все вышесказанное показывает, что переходные экструзивно-стратовулканические структуры наиболее опасны в плане пароксизмальных разрушений по сравнению с экструзиями и стратовулканами. В настоящее время подобная структура сформировалась в постройке в. Безымянного и активно формируется в постройке Молодого Шивелуча. Более того, в настоящее время в постройке в. Безымянный имеются благоприятные условия для пароксизмального разрушения его юго-юго-восточного сектора, которое может произойти в ходе ближайших извержений вулкана. Представляется, что для прогноза как рядовых извержений этого вулкана, так и пароксизмальных разрушений его постройки, может быть наиболее полезным отслеживание нарастания деформационных изменений в постройке вулкана дистанционными методами.

Список литературы

Алидибиров М.А., Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т., Фирстов П.П., Гирина О.А., Белоусов А.Б., Жданова Е.Ю., Малышев А.И. Извержение вулкана Безымянный в 1985 году // Вулканология и сейсмология, 1988. № 6. С. 3-17.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П. Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология, 1990. № 2. С. 3–22.

Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М.: Наука, 1965. 170 с.

Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. 262 с.

Малышев А.И. Извержения вулкана Безымянный в 1981-1984 гг. // Вулканология и сейсмология, 1987. № 2. С. 89-93.

Малышев А.И. Динамика эруптивной активности вулкана Безымянный в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология, 1995. № 3. С. 16–27.

Малышев А.И., Тихонов И.Н. Нелинейные закономерности развития сейсмического процесса во времени // Физика Земли, 2007. № 6. С. 37-51.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. Гигантские обвалы на вулканах // Вулканология и сейсмология, 1984. № 4. С. 14–23.

Alidibirov M.A., Belousov A.B., Kravchenko N.M. The Directed Blast Phase of the Eruption of Bezymyannyi Volcano in 1985 // Volcanology and Seismology, 1990. V. 9(5). P. 798-811.

Lipman P.W., Mullineaux D. R. (editors) The 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper. V. 1250. 1981. 844 p.

ВУЛКАН КОРЯКСКИЙ (КАМЧАТКА): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ БУДУЩЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

И.В. Мелекесцев

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006,
e-mail: melekestsev@kscnet.ru

Действующий вулкан Корякский (53°17' с.ш., 158°54' в.д., абс. высота вершины 3456 м) на Камчатке – один из двух, вместе с вулканом Авачинский, наиболее приближенных к городам Петропавловск-Камчатский и Елизово: в 28-30 км к С и ССВ и 25-26 км к СВ, соответственно. Многие населенные пункты и хозяйственные объекты расположены на еще меньшем удалении от Корякского вулкана. В связи с чем, после активизации сейсмических проявлений в районе вулкана в начале 1994 г. началось его первое комплексное изучение с целью оценки вулканической опасности, которая может быть связана с предполагаемыми будущими извержениями этого вулкана. Исследования проводили Л.И. Базанова, О.А. Брайцева, О.В. Дирксен, И.В. Мелекесцев, М.Ю. Пузанков. К сожалению, 1994 г. оказался единственным, когда подобные исследования имели место. Позднее из-за прекращения финансирования они уже не продолжались.

В 2008 г. вулкан Корякский вновь привлек к себе внимание, т.к. летом и осенью в районе вулкана и под ним, по данным Камчатского филиала Геофизической службы РАН, на небольшой глубине резко усилилась маломagnitudeная сейсмическая деятельность, а в декабре началась интенсивная паровая эмиссия и паровые взрывы с выбросом тонкой резургентной тефры. И взрывы и продувка происходили из 2-3 жерл трещинной зоны в привершинной части СЗ сектора конуса вулкана, т.е. там, где располагались и действующие жерла во время предыдущего извержения 1955-1957 гг., относимого [Сирин, Тимербаева, 1959.] к слабым фреатическим. По состоянию на январь 2009 г., происходящее сейчас извержение Корякского вулкана – еще слабее. Интервал между извержениями составил 53 года.

При решении задач долгосрочного прогнозирования типов и параметров будущих извержений и оценки связанной с ними опасности особую ценность в случае реконструкции истории эруптивной активности и определения современной стадии развития вулкана представляют максимально объективные данные об его исторических надежно документированных извержениях: их типе, точном времени проявления, параметрах и т.д. Проведенная с этой целью ревизия исторических сведений об извержениях Корякского вулкана в XIX в. по первоисточникам дала неожиданный результат. Выяснилось, в частности, что материалы об извержении вулкана Корякский в 1895-1896 гг., приводившиеся во всех отечественных [Влодавец, Пийп, 1957; Гущенко, 1979; и др.] и зарубежных каталогах извержений, включая самый свежий из них [Simkin, Siebert, 1994], полностью не соответствуют действительности [Мелекесцев и др., 1994], поскольку этого извержения вообще не было. По этой причине оно должно быть исключено из каталогов извержений действующих вулканов и других справочных изданий.

По сравнению с предшествующими работами существенные коррективы были внесены в описание особенностей геологического строения конуса вулкана и историю эруптивной активности Корякского вулкана в голоцене, т.е. за последние 10-12 тыс. лет [Базанова, 2009].

Задача прогноза будущих вулканических извержений для вулканов, находящихся в заключительной стадии развития, к которым принадлежит и Корякский вулкан [Мелекесцев, 1973], до настоящего времени нигде в мире не решена. Главная причина этого - громадная (сотни - тысячи лет) длительность периодов покоя и крайняя неравномерность, редкость извержений, почти каждое из которых обладает присущими только ему индивидуальными чертами и имеет очень мало общих признаков даже у одного вулкана. Корякский вулкан не является в этом отношении исключением.

Весьма разными были, например, по местонахождению эруптивных центров, объему и составу лав все три голоценовых периода лавовых излияний [Базанова, 2009]. Самый ранний (7-6,5 календарных тыс. л.н.) из них предварялся весьма мощной эксплозивной деятельностью, а излияние лав происходило преимущественно из вершинного кратера. Следующий, в интервале 4-3,5 календарных тыс. л.н., был сходен с предшествующим по масштабу и составу пород, но отличался по местоположению эруптивных центров и слабой эксплозивностью.

Большинство излияний было связано с побочными прорывами и лишь, предположительно, один самый маленький лавовый поток излился из вершинного кратера. Эксплозивная деятельность в это время почти отсутствовала, и весь период был, по сути дела, практически чисто эффузивным.

Породы наиболее молодых и небольших по размеру лавовых потоков - оливиновые магнезиальные (7.97-9.21% MgO) базальты, в отличие от андезитов и андезибазальтов ранних эпизодов. Оба эруптивных центра находились на склонах вулкана на высоте около 2000 м, но в разных секторах: в северном и юго-восточном [Маренина и др., 1962]. Сходство состава их пород с породами позднплейстоценовых и раннеголоценовых одноактных эруптивных аппаратов подножий Корякского и Авачинского вулканов и таких же удаленных одноактных центров к югу и к северу от Авачинской группы вулканов позволяет предполагать связь названных центров с транзитной региональной зоной магнезиальных базальтовых излияний общего северо-восточного простирания, а не с Корякским вулканом.

Эксплозивная деятельность в течение последних 3,5 календарных тыс. лет была слабой, реже умеренной и очень нерегулярной. Сильные эксплозии отсутствовали. Возможно, что фреатические извержения типа исторического извержения 1956-57 г.г. происходили чаще, но следы их в разрезах почвенно-пирокластического чехла даже вблизи эруптивного центра, как правило, не фиксируются. Поэтому собрать данные о том, когда и где они имели место, сейчас невозможно при любой детальности исследований.

Подобная незакономерность и крайняя нерегулярность всех типов извержений, разделенных длительными периодами покоя, не позволяет использовать метод «прогноза по аналогии» [Мелекесцев и др., 1994], который был применен при долгосрочном прогнозе намного более активного и «правильного» Авачинского вулкана. Поэтому на современной стадии изученности для Корякского вулкана может быть предложен лишь многовариантный долгосрочный прогноз его будущих извержений и связанной с ними вулканической опасности на ближайшие 50-100 лет. Самым логичным, если судить по наиболее характерным вулканическим проявлениям за последние несколько сотен лет, выглядит вариант продолжения эруптивной деятельности вулкана, имевший место в XIX-XX веках и 2008-2009 гг. Это – редкие слабые (возможно, до умеренных) фреатические извержения из вершинного кратера и существующей системы трещин в СЗ секторе привершинной части конуса вулкана, либо фреатические извержения со взрывами и паро-газовые продувки из имеющихся или вновь возникших трещин, приуроченных к той же трещинной системе. Связанная с такими извержениями вулканическая опасность в целом будет невелика. Практически все опасные участки будут располагаться вблизи эруптивных центров в радиусе нескольких километров от них. Комплекс видов вулканической опасности станет определяться выпадающей тефрой, ударными волнами при взрывах, небольшими лахарами в результате таяния всегда обильного здесь снега и льда, выделяющимися газами. В случае вершинного извержения наиболее протяженные лахары пройдут по долинам сухих рек юго-западного склона вулкана и достигнут участков, уже застроенных СОТами. Зона слабых пеплопадов распространится на расстояние до 20-30 км от эруптивного центра (центров). Подобные события будут предваряться и сопровождаться слабой сейсмичностью с гипоцентрами под постройкой или в постройке вулкана, как в 2008-2009 гг.

При резкой активизации вулканической деятельности, сопровождающейся, как правило, интенсификацией местной сейсмичности в привершинной, сильно расчлененной, с крутыми, до вертикальных, обрывами высотой до 100-200 м, части вулкана, возможны обрушения скальных пород и льда. Объем перемещенных масс будет измеряться тысячами и десятками тысяч кубических метров. Следы таких обрушений наблюдались нами в верховьях многих долин сухих рек. В свою очередь, наиболее крупные обрушения инициируют появление связанных с ними грязекаменных потоков типа селей, которые тоже могут достигать некоторых участков СОТов, расположенных у подножья вулкана.

Второй прогнозируемый вариант реализуется, если с глубины поступит свежая порция ювенильного вещества. Подобный вариант вполне закономерен, т.к. тоже соответствует динамике эруптивной активности Корякского вулкана во второй половине голоцена, когда такие события случались, как минимум дважды. Однако для его подготовки и осуществления необходимы специфические условия, как это было, вероятно, на предшествующих этапах 7-6.5 и 4-3.5 тыс. лет назад. В обоих случаях тогда, по-видимому, происходила крупная перестройка механизма питания вулкана в связи с инъекциями с глубины свежей магмы, о чем

свидетельствуют очень большие объемы излившейся лавы. Такая перестройка, несомненно, должна была тогда сопровождаться заметной вулканотектоникой, деформацией земной поверхности и сильно повышенной сейсмичностью под вулканом. Перечисленные события в настоящее время, если они произойдут, будут с помощью современной сейсмической аппаратуры легко диагностированы, что облегчит прогноз времени и места последующего извержения.

Наиболее вероятно, что эруптивный центр (или центры), скорее всего, окажутся на западном, юго-западном склонах конуса, в соответствии с наметившейся тенденцией. Не исключено, что один из таких центров будет приурочен и к ослабленной трещинами зоне в СЗ секторе привершинной части конуса вулкана.

Обусловленная вторым вариантом прогнозируемого извержения вулканическая опасность будет намного больше, чем при первом. Помимо опасности от лавовых потоков возможны и другие виды опасности: от выпадающей тефры, лахаров, обвалов. Более высокая степень опасности от всех трех последних перечисленных явлений должна зависеть от их предполагаемых масштабов. Опасная зона от лахаров на южном и юго-западном секторах подножья Корякского вулкана может захватить участки в радиусе до 15-20 км от эруптивного центра, куда попадут многие из находящихся там СОТов.

Другие варианты интенсификации вулканической деятельности менее вероятны, хотя на данном этапе изученности Корякского вулкана полностью не исключаются. Это прежде всего относится к чисто эксплозивному умеренному до сильного извержению и экструзивному извержению в кратере или в привершинной части вулкана. Причем, первый из названных типов извержений реальнее, поскольку неоднократно имел место на этом вулкане в голоцене. Роста же экструзивных куполов во второй половине голоцена там не отмечено, хотя на более ранних этапах они возникали и, в принципе, вообще достаточно часто появляются на вулканах на заключительной стадии развития, на которой находится сейчас Корякский вулкан.

Сколько-нибудь весомых оснований предполагать, что Корякский вулкан, подобно Авачинскому 30 тыс. лет назад [Мелекесцев и др., 1991], окажется в течение последующих 50-100 лет кардинально разрушен катастрофическим взрывом или обвалом, если исходить из эволюции его эруптивной деятельности с момента возникновения, не имеется. Тем более, что подобные катастрофические события в Курило-Камчатской области были свойственны для другого геологического этапа и иной геодинамической обстановки.

Помимо опасности, непосредственно вызываемой вулканическими извержениями и тесно связанными с ними явлениями (от лахаров, вулcano-сейсмо-тектонических обвалов), серьезная угроза может исходить в будущем для населения и хозяйственных объектов, которые расположены у подножья Корякского вулкана вдоль русел сухих рек, от селей. Как показали наблюдения, последние возникали почти каждый раз в случаях интенсивного выпадения осадков при прохождении над этим высоким и крутосклонным вулканом, расчлененным глубокими протяженными барранкосами, мощных циклонов и тайфунов. Вторая причина образования селей – бурное таяние снега и льда в весенне-летний период. При прохождении селей могут быть сильно повреждены или уничтожены все постройки, находящиеся на высоте до 4-5 м над урезом русел сухих рек. То же относится и к долинам рек Дремучей и Железной, начинающихся высоко на склонах конуса Корякского вулкана.

Заключение. Изложенный в настоящем сообщении материал – предварительный и, единственный пока, итог первого этапа планировавшихся исследований по долгосрочному прогнозу извержений Корякского вулкана и связанной с ним вулканической опасности, которые были проведены в 1994 г. Эти исследования позволили в первом приближении создать лишь минимально необходимую основу для решения главной поставленной задачи по реальной оценке будущей опасности от извержений Корякского вулкана и комплекса связанных с ними процессов и явлений на ближайшие 50-100 лет для населения и хозяйственных объектов на территории, расположенной у подножья этого вулкана. Однако даже по завершении всех работ по детальной реконструкции эруптивной активности Корякского вулкана за последние 10 тыс. лет, картированию возникших в голоцене вулканических форм рельефа, связанных прямо или косвенно с вулканическими извержениями отложений, выявлению потенциальных путей движения лавовых и пирокластических потоков, лахаров, селей, собранных данных будет явно недостаточно, чтобы однозначно решить подобную задачу.

Дело в том, что для длительно мало активных с крайне нерегулярными извержениями вулканов типа Корякского, находящихся в заключительной стадии жизни, без четкого

представления о состоянии их магматических очагов, подводных каналов, о закономерностях эволюции во времени ювенильного вещества, получение однозначных выводов о будущей деятельности таких вулканов вообще невозможно. Чем и объясняется приведенный выше многовариантный прогноз извержений и вулканической опасности. Та же причина является следствием еще большего разброса мнений о состоянии и будущей активности Корякского вулкана у других исследователей: от полного прекращения деятельности у К.Ф. Дитмара [Дитмар, 1901], который относил его к погасшим вулканам, до катастрофического извержения (устное сообщение И.Ф. Делемена и И.С. Уткина).

Объективность прогноза можно поднять, применив метод сейсмической томографии, способный обеспечить «просвечивание» самой постройки вулкана и его фундамента, а также проведя детальное петролого-геохимическое исследование всей последовательности изверженных ювенильных пород от позднеплейстоценовых, когда деятельность вулкана была весьма интенсивной, до голоценовых, когда она упала до современного уровня. Предварительный прогноз будущих извержений и ассоциирующейся с ними вулканической опасности подразумевает также и то, что некоторые изложенные выше выводы и представления еще нуждаются в дополнительном обосновании и корректировке по мере поступления нового материала в результате дальнейшего продолжения геолого-вулканологических работ и развертывания геофизических исследований, если они все-таки состоятся.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-00718а).

Список литературы

Базанова Л.И. Вулкан Корякский: реконструкция динамики эруптивной активности за последние 10-12 тысяч лет // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009.

Влодавек В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюлл. вулканол. станций, 1957. № 25. С. 5-95.

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. М.: Наука. 1979. 476 с.

Дитмар К.Ф. Поездки и пребывание на Камчатке в 1851-1855 гг. Ч. I. СПб., 1901. 754 с.

Маренина Т.Ю., Сириин А.Н., Тимербаева К.М. Корякский вулкан на Камчатке // Тр. Лаб. вулканологии, 1962. Вып. 22. С. 67-130.

Мелекесцев И.В. Типы и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской зоны // Бюлл. вулканол. станций, 1973. № 49. С. 17-23.

Мелекесцев И.В. Вулкан Корякский (Камчатка): Извержение 1895-1896 гг. выделено ошибочно // Вулканология и сейсмология, 1996. № 2. С. 91-95.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений. Ч. II. 1926-1991 гг.) // Вулканология и сейсмология, 1994. № 2. С. 3-23.

Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и масштабе катастрофических извержений типа направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене // Вулканология и сейсмология, 1991. № 2. С. 3-11.

Сириин А.Н., Тимербаева К.М. Извержение Корякского вулкана 1956-1957 гг. // Бюлл. вулканол. станций, 1959. № 28. С. 3-21.

Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the World. Second Edition. Tucson, 1994. 350 p.

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Ю.Ф. Мороз, Т.А. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: morozyf@kscnet.ru

Электромагнитное поле Земли содержит информацию о физическом состоянии горных пород. В этой связи большой интерес представляют данного многолетнего мониторинга электромагнитного поля Земли на Камчатке, где ярко выражены геодинамические процессы, происходящие в настоящее время: сейсмичность, современный вулканизм и гидротермальная активность. Здесь, на юго-восточном побережье полуострова, в пункте Карымшина, в течение последних лет ведутся непрерывные наблюдения электрического поля Земли. По этим данным изучены особенности геоэлектрического отклика среды на приливное воздействие [Кугаенко, 2005]. В пункте Карымшина, наряду с электротеллурическим полем, одновременно осуществляется регистрация геомагнитного поля. Интерпретация данных мониторинга электротеллурического поля и вариации геомагнитного поля с помощью различных методик дает возможность получить информацию о геоэлектрических и геодинамических свойствах геологической среды сейсмоактивного района.

Пункт наблюдений заложен сотрудниками Токайского Университета Японии и Камчатской опытно-методической сейсмологической партией Геофизической службы РАН в 2001 г. С 2005 года имеются непрерывные временные ряды разности потенциалов электрического поля, которые могут быть использованы для анализа. Для измерений электрического поля использована Г-образная установка с центральным (пулевым) электродом. Приемные линии ориентированы в направлении С-Ю и З-В. Длины линий – 80 м, 240 м; 480 м. В качестве заземлений использованы свинцовые электроды, опущенные на глубину 2-3 м. Измерения разности потенциалов электрического поля производятся с помощью прибора «DATAMARK». Запись осуществляется в цифровом виде с дискретностью 1 секунда. Полученная информация поступает в центр обработки в г. Петропавловск-Камчатский.

Первичная обработка временных рядов разности потенциалов электрического поля сводится к редакции данных, выявлению технических сбоев, интерполяции, осреднению, масштабированию и т.д. В результате обработки формируется банк данных, который содержит временные ряды по годам, месяцам, суткам. Графики напряженности электрического поля свидетельствуют, что напряженность электрического поля в направлении С-Ю, заметно меньше, чем в направлении З-В. Это различие связано с геоэлектрической региональной неоднородностью. Также следует отметить различие напряженностей электрического поля на приемных линиях одного направления, которое обусловлено влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей.

Для более глубокой обработки данных с целью определения параметров, связанных с электропроводностью среды и другими физическими процессами, создана специальная программа, которая автоматически из банка данных формирует синхронные временные ряды, электрического и геомагнитного полей заданной продолжительности. Полученные временные ряды использованы для изучения геоэлектрического разреза и динамики электрического сопротивления литосферы в районе п. Карымшина с 2005 по 2008 гг.

Данные мониторинга электротеллурического и геомагнитного полей дают возможность получить кривую магнитотеллурического зондирования, характеризующую геоэлектрический разрез литосферы. Тензор импеданса определен с помощью программы [Larsen и др., 1996], которая дает возможность выделять и эффективно подавлять электромагнитные поля не магнитотеллурического происхождения (солнечно-суточные и приливные гармоники, промышленные шумы и пр.).

Кривые МТЗ рассчитаны для двух диапазонов периодов: 64 - 1000 и 100 - 10000 с. В первом случае использованы массивы электромагнитных данных дискретностью 1 с длительностью 10 суток. Во втором случае – массивы с дискретностью 1 мин длительностью 3 месяца. В результате обработки вариаций электротеллурического и геомагнитного полей получены тензоры импеданса в диапазоне периодов от 64 с до 10000 с. По компонентам

тензора импеданса рассчитаны полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов, которые дают представление о геоэлектрической неоднородности среды.

Амплитудные кривые магнитотеллурического зондирования подвержены влиянию локальных геоэлектрических неоднородностей соизмеримых с длиной приемных электрических линий MN. Об этом свидетельствует расхождение амплитудных кривых магнитотеллурического зондирования по уровню сопротивлений для линий MN различной длины. Фазовые кривые практически совпадают, что указывает на сильные гальванические эффекты в электротеллурическом поле.

Наряду с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей кривые магнитотеллурического зондирования подвержены действию берегового эффекта. Он изучен с помощью трехмерного численного моделирования. Установлено, что эффект проявляется на периодах более 100 с. Из-за действия эффекта поперечная кривая имеет крутую восходящую асимптотическую ветвь, не отражающую изменение электропроводности с глубиной. Продольная кривая в диапазоне периодов 100-700 с согласуется с локально-нормальной кривой, характеризующей изменение геоэлектрического разреза с глубиной.

По данным магнитотеллурических исследований получены обобщенные кривые МТЗ. Продольные и поперечные кривые МТЗ по уровню сопротивлений расходятся почти на порядок в диапазоне периодов 0.1 – 100 с, что связано с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Расхождение продольной и поперечной кривых в низкочастотном диапазоне обусловлено влиянием берегового эффекта, региональных и локальных геоэлектрических неоднородностей. Продольная кривая (согласно численного моделирования) в меньшей мере искажена береговым эффектом и качественно дает представление о геоэлектрическом разрезе. По формальной интерпретации продольной кривой МТЗ (с учетом берегового эффекта) определены параметры глубинного геоэлектрического разреза. Однако, они являются предварительными, так как продольная кривая МТЗ не свободна от влияния локальных геоэлектрических неоднородностей. Для исключения этого влияния предпринята попытка редукции кривой МТЗ относительно стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. Полученные данные по интерпретации редуцированной кривой требуют уточнения по мере накопления геоэлектрической информации на исследуемой территории. Однозначно можно утверждать, что литосфера содержит крупную проводящую зону, которая уверенно выделяется на продольной кривой на периодах 100-2500 с. Данная зона на поперечной кривой фиксируется в виде слабо выраженного минимума на периодах 500 – 1500 с. Минимум на кривых МТЗ связан с глубинным поперечным разломом, находящим отражением в виде линейной магнитной аномалии и гравитационной ступени северо-западного простирания. Повышенная электропроводность горных пород в зоне глубинного разлома может быть связана с наличием гидротермальных растворов и магматических расплавов.

Изменение электропроводности литосферы изучено по поведению компонент тензора импеданса в диапазоне периодов от первых сотен секунд до первых тысяч секунд. Судя по обобщенной кривой МТЗ на данных периодах имеется возможность контролировать электропроводность земной коры и верхней мантии на глубинах от первых десятков до первых сотен километров. Возникает вопрос, какие компоненты тензора импеданса целесообразно использовать для мониторинга электропроводности геологической среды? Мы располагаем компонентами тензора импеданса по направлениям приемных линий, по главным направлениям, по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды (максимальные и минимальные значения основного импеданса). Наряду с этим имеется возможность использовать инварианты импеданса, которые не зависят от ориентации приемных линий. Предварительный анализ указанных компонент тензора импеданса показал, что компоненты по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды являются более чувствительными к наличию геоэлектрических неоднородностей в среде. Это подтверждает полученный нами результат в других сейсмоактивных районах. Поэтому в качестве основных приняты модули максимальных и минимальных значений основного импеданса и их фазы. Мониторинг указанных величин выполнен по временным рядам электрического и геомагнитного полей за период с 2005 по 2008 г. Предварительно был организован банк данных по суткам, месяцам и годам, позволяющий по специально разработанным программам получить массивы данных необходимой длины во времени для обработки по программе [Larsen et al., 1996] с целью получения импедансов по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды. Диапазон периодов, в котором нужно получить импедансы, зависит от длины временного интервала

(массивы данных) используемого для обработки. От величины этого интервала зависит также точность определения импедансов. Модули импеданса и их фазы изучены для временных интервалов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 суток. Результаты расчетов показали, что продольный (минимальный) импеданс и его фаза определяются с погрешностью в 15-20% и более. Поэтому данный импеданс не может быть использован для мониторинга. В то же время поперечный (максимальный) импеданс определяется с точностью 2-4 процента, а его фаза с точностью в 1-2 градуса на временных интервалах 3 суток и более. Для мониторинга электропроводности среды принят минимальный интервал 3 суток. На этом интервале импеданс определяется в диапазоне периодов от первых сотен до первых тысяч секунд и более.

Рассмотрим результаты мониторинга электропроводности геологической среды в указанном диапазоне периодов.

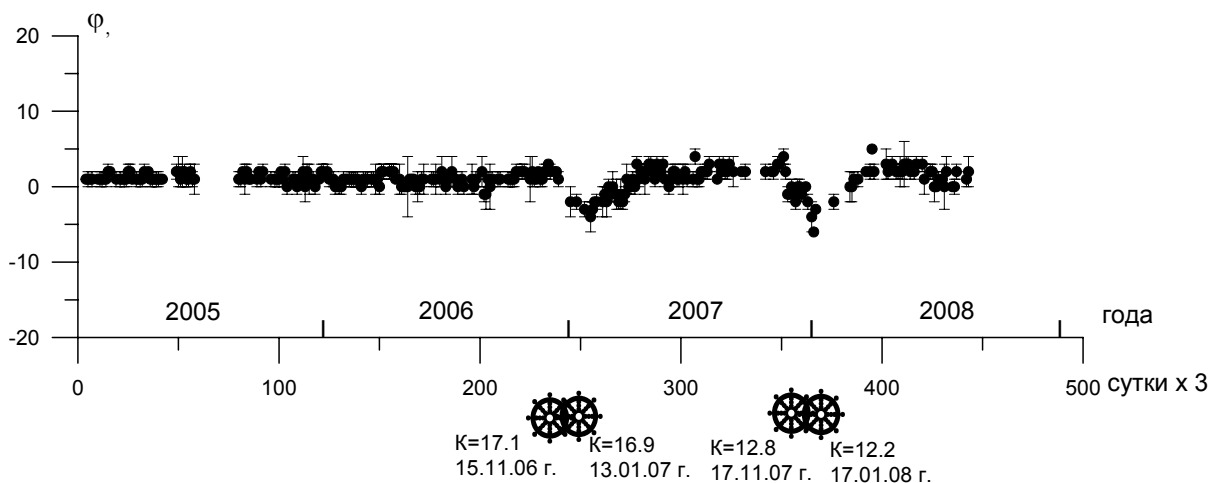


Рис.1. График фазы поперечного импеданса на периоде 700 с. На временной оси показаны моменты землетрясений; К – энергетический класс.

Они определены в виде временных рядов максимального импеданса и его фазы для периодов 477, 700, 1050, 1570, 2340, 3460 и 5080 с за время наблюдений с 2005 по 2008 гг. Временные ряды получены по данным обработки вариаций электрического поля и вариаций геомагнитного поля в п. Карымшина. Во временных рядах импеданса и его фазы имеются пропуски, связанные с техническими причинами. Следует обратить внимание, что в поведении временных рядов максимального импеданса и его фазы на ряде периодов в 2007 – 2008 гг. проявились бухтообразные вариации. Они в большей мере выражены в поведении фазы импеданса, чем в модуле импеданса. Аномалии отмечаются на периодах 477, 700, 1050, 1570 с. Интенсивность фазовых аномалий составляет 5-7 градусов, что примерно в 2-3 раза превышает точность определения фазы. Характерно, что аномалии импеданса и фазы практически не проявились на периодах 2340, 3460 и 5080 с.

Для лучшей наглядности на рис.1, в качестве примера, приведен график фазы поперечного импеданса на периоде 700 с. Здесь на временной оси показаны моменты самых сильных Курильских землетрясений в Камчатско-Корякском регионе за последние годы с $K=17.1$ и $K=16.9$ на эпицентральных расстояниях 810 и 820 км и моменты самых близких землетрясений с $K>12.2$ и $K=12.8$, происшедших на эпицентральных расстояниях 75 и 80 км. Предполагается, что минимумы на графике фазы импеданса могут быть связаны с указанными землетрясениями.

Рассмотрим возможную природу аномальных изменений импеданса и фазы. Периоды вариаций магнитотеллурического поля, на которых проявляются аномалии, приурочены к минимуму кривой, связанному с глубинной проводящей зоной (разломом). Это хорошо видно на минимальной кривой, ориентированной поперек разлома. На максимальной кривой, ориентированной вдоль разлома, минимум выражен слабо. По данным численного моделирования, выполненного нами, слабовыраженный минимум на продольной кривой (относительно разлома) отвечает глубинному разлому шириной в первые десятки километров. На поперечной кривой разлом выражен в виде интенсивного минимума, как и на практической кривой. Следует отметить, что из-за действия берегового эффекта низкочастотная ветвь

затянута вверх по оси сопротивлений, что в значительной мере вуалирует минимум на кривой, связанный с глубинным разломом.

Обратимся к периодам вариаций, на которых проявились аномальные эффекты. Приближенные оценки показывают, что длины электромагнитных волн в диапазоне периодов от 477 до 1570 с составляют сотни – первые тысячи километров. Глубины проникновения электромагнитных волн в Землю в указанном диапазоне периодов не менее 150 км. Можно полагать, что электромагнитные волны содержат информацию об электропроводности глубинной проводящей зоны. В пользу этого свидетельствуют аномальные изменения фазы импеданса, подтверждающие, что изменение электропроводности геологической среды произошло не в приповерхностных частях земной коры, а в глубинных частях литосферы. Можно предположить, что в связи с землетрясениями изменилась степень насыщенности высокоминерализованными растворами глубинной проводящей зоны, что проявилось в поведении фазы поперечного импеданса на периодах 477 – 1570 с.

Список литературы

Кугаенко Ю.А. Особенности электрического отклика среды на приливное воздействие // Физика Земли, 2005. № 7. С. 65–74.

Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A., Fiodelisi A., Rieven S. Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophysical Journal International, 1996. V. 124. P. 801-819.

ОБ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА КОРЯКСКИЙ В ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД

А.А. Овсянников, А.Г. Маневич

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: oval@ksnet.ru

Вулкан Корякский высотой 3456 м является вторым по высоте вулканом в Восточном вулканическом поясе. В связи с последней активизацией вулкана проявляется повышенный интерес к работам, посвящённым этому вулкану, но, к сожалению, в литературных источниках содержится большое количество противоречий и неточностей, как о фумарольной активности вулкана, так и о его извержениях.

Первая наиболее полная сводка о периодах, когда на вулкане отмечалась фумарольная деятельность, дается в работе [Влодавец, Пийп, 1957]. Авторы приводят следующие даты «видимых фумарольных струй»: 1827, 1855, 1904, 1926, 1931, 1945 и 1956 гг. В этой же работе авторы пишут, что в 1890 г. в кратере были две большие воронки, из которых выделялись пары, но эта дата отсутствует в перечне.

В работе «Корякский вулкан на Камчатке» [Маренина и др., 1962] авторы со ссылкой на Постельса [Postels, 1835] пишут, что в июне 1828 г. на северной стороне отмечалось «немного дыма». Кроме этой даты они добавляют: 1898, 1952, 1954, 1955 и 1956-57 гг.

Фумарольная деятельность Коряки хорошо описана у В. Маргаритова во время его пребывания в Петропавловске в мае-июне 1897 г.: «...в настоящее время выходит водяной пар непрерывной и, сравнительно, тонкой струёй» [Маргаритов, 1899]. У ранее упомянутых авторов имеется ссылка на В. Маргаритова, но по другому поводу, а эта дата не упоминается в перечне дат, когда отмечалась фумарольная активность на этом вулкане.

В.И. Влодавец и Б.И. Пийп связывают активизацию фумарол вулкана Корякский с периодами общей активизации вулканической деятельности на Камчатке и «...особенно когда действует соседняя Авачинская сопка» [Влодавец и Б.И. Пийп, 1957]. Другие [Масуренков и др., 1991] вслед за этими авторами пишут, что усиление фумарольной деятельности этого вулкана «...иногда сопровождается извержением вулкана Авачинский. Так было в 1895 г. [Маргаритов, 1899], в 1926 г., когда наблюдался также и одноактный выброс пепла [Новограбленов, 1926], в 1945 г. [Главацкий, 1948]».

Как указывалось выше, В. Маргаритов ничего не пишет о фумарольной деятельности Коряки в 1895 г., а описывает его состояние во время своего пребывания в Петропавловске (май-июнь 1897 г.). При описании извержения Авачи в 1894-95 гг. он также не упоминает о какой-либо активности Коряки в этот период. Так что здесь нельзя провести каких-нибудь сравнений.

П.Т. Новограбленов в своей статье за 1926 г. ни о каком одноактном выбросе не пишет. Об этом выбросе он упоминает в последующих работах [Новограбленов, 1927, 1930]. В статье же за 1926 г. он пишет, что во время извержения Авачи «...Корякский выпускал из своей вершины тонкую струю пара, Мутновский, наоборот, очень энергично дымил...». В последующих работах он констатирует: «Корякский вулкан неожиданно для всех выбросил 22 декабря в 3 ч. 30 м. дня чёрный столб газов из кратера западной части вершины. Тяжёлые газы довольно быстро рассеялись, после чего из кратера стал выделяться обычный небольшой столб белых паров. Склон вулкана почернел от выпавшего пепла». Таким образом, и до выброса, и после выброса автор не отмечает никаких изменений в фумарольной деятельности вулкана Корякский.

С.Н. Главацкий в своей работе пишет о состоянии вулкана Корякский в 1945 г.: «6 ноября... впервые стал ясно заметен пар, выделявшийся из фумарол в «кратере» вулкана. ... выделения паров обоих фумарол наблюдалось 6, 7, 8 ноября и все последующие ясные дни». Особенно сильно фумаролы действовали 5 и 8 декабря, когда «...два парящих столба резко выделялись своим серым цветом. Высота их достигала 600-700 м». Автор за 6 лет наблюдений, а старожилы за 20-30 лет не отмечали «...такого сильного выделения паров из корякских фумарол». В.И. Семёнов также сообщает, что «В конце зимы 1945 г. удалось наблюдать повышенную активность фумарол» Коряки [Семёнов, 1957]. Извержение же Авачи происходило в начале зимы 1945 г., а именно, 25 февраля [Главацкий и др., 1946, Пийп, 1953],

т.е. за восемь месяцев до активизации фумарол Коряки и поэтому здесь ни о каком сопоставлении не может быть и речи.

Во время последних извержений Авачи в январе 1991 г. и 5 октября 2001 г. также не отмечено какой-нибудь активизации фумарольной деятельности вулкана Корякский. Как известно, извержение Авачи началось 13 января. 14 января состоялся облет этого вулкана и соседнего вулкана Корякский. Фумаролы на северо-западном склоне продолжали слабо действовать. Газ и пар быстро растворялись в атмосфере. Следующий облёт, с залётом на Коряку, состоялся 24 января. В этот день фумаролы действовали очень слабо, вернее, наблюдалось слабое парение над термальной площадкой. При облёте 5 апреля, уже после извержения Авачи, фумарольные пары полностью отсутствовали. Таким образом, во время извержения Авачи слабая фумарольная деятельность Коряки резко пошла на убыль и очень быстро совсем прекратилась.

С 1991 г. по 1997 г. проводились достаточно тщательные наблюдения за вулканом Корякский. С 5.04.1991 по 7.01.1994 только один раз, 30.03.1992 г. удалось наблюдать слабую фумарольную активность в виде лохматого белого облачка, которое ташилось вниз по западному склону из района трещины 1956 г. 7 января и 6 марта 1994 г. на вулкане была отмечена мощная фумарольная активность. Высота столба газов белого цвета была около 400 м. В дальнейшем достаточно сильная фумарольная деятельность наблюдалась: 15, 31 марта; 1, 24 апреля; 11, 12, 13 июня 1994 г. В этот период иногда было видно три действующих фумаролы. 17 мая 1997 г. ещё наблюдалось интенсивное выделение газов на западном склоне вулкана, но в 2000 г. фумарольная деятельность полностью прекратилась. Извержение Авачи 5 октября 2001 г. никак не отразилось на активности фумарол вулкана Корякский. Таким образом, по всем имеющимся у нас данным, фумарольная активность на вулкане Корякский наблюдалась: в 1827, 1828, 1855, 1890, 1897, 1898, 1904, 1926, 1931, 1945, 1952, 1954, 1955, 1956-57, в январе 1991, в марте 1992, январе, марте, апреле, июне 1994, в мае 1997 гг.

Из выше изложенного материала следует, что при извержениях вулкана Авачинский никакого усиления фумарольной деятельности на вулкане Корякский не происходит. Многие авторы связывали активизацию корякских фумарол с землетрясениями, которые происходили накануне [Главацкий, 1948; Святловский, 1959], и это, по-видимому, правильно, т. к. хорошо подтвердилось при последней активизации в конце 2008 – начале 2009 г., которой предшествовала длительная сейсмическая подготовка.

Анализируя данные об извержениях, можно указать на следующие факты. В каталоге «Действующие вулканы Камчатки» указано извержение в 1895-96 гг. и сделана ссылка на В. Маргаритова (1899 г.) [Влодавец и Б.И. Пийп, 1957]. В каталоге «Извержения вулканов мир» эта дата значится, как первое историческое извержение вулкана Корякский, и добавлено извержение 1957 г. [Гущенко, 1979]. В монографии «Действующие вулканы Камчатки» описывается только извержение с конца 1956 г. по март 1957 г. [Масуренков и др., 1991]. М.Ю. Пузанков первый обнаружил, что В. Маргаритов в своей работе не описывает никакого извержения Коряки, и поэтому в их статье отсутствует извержение 1895-96 гг. Однако, детали описания этого извержения, которые содержатся в работе В.И. Влодавца и Б.И. Пийпа заставляют усомниться, что этого извержения не было вовсе. Скорее всего, там произошла досадная ошибка в ссылке на литературный источник. Так что вопрос об этом извержении пока остаётся открытым.

Выше приводилась цитата из малоизвестной работы П.Т. Новограбленова и П.Н. Чирвинского о том, что 22 декабря 1926 г. на вулкане Корякский наблюдали «...одноактный выброс». Об этом же выбросе написано в монографии «Действующие вулканы Камчатки», но только почему-то в разделе «Фумаролы, возгоны, источники». Это было одно из достоверно зафиксированных извержение вулкана, но остается непонятным, почему оно не включено в список дат извержений.

Кроме этого, у Я.Д. Муравьёва имеются данные из журнала метеонаблюдений Петропавловского маяка, в которых говорится, что вулкан Корякский извергался 21-23 июля 1901 г. Наблюдатель пишет, что сам он извержение не наблюдал, т.к. с района маяка вулкан не виден. Правда, в 1901 году с 7 по 13 июля сильно извергалась Авача. Пока нет других данных об извержении Коряки в 1901 г.

Выходит, что в историческое время вулкан Корякский извергался: 1895-96 гг.(?), 21-23 июля 1901 г.(?), 22 декабря 1926 г. и с конца 1956 г. по март 1957 г. Текущее извержение началось с выбросов пепла мощной верхней фумаролой 25 декабря 2008 г. (рис. 1).



Рис. 1. Вулкан Корякский в начале активизации – 26 февраля 2009 г. (фото Сокоренко А.В.).

Пробы вулканического пепла текущего извержения (декабрь 2008 – 2009 гг.) отбирались в 5.5 км от центра извержения на северо-северо-западном склоне, где масса пепла составила 5.84 г/м² и в 2.5 км от жерла на северо-западном склоне с массой пепла 25.55 г/м². Пепел отбирался из снежного покрова вместе со снегом. Затем снег растапливался и пробы фильтровались. Поверхность воды растопленной пробы покрывалась чёрной пеной, напоминающей пену грязевых котлов fumarольных площадок (рис. 2). При этом ощущался сильный запах фумарол. В сухом состоянии пепел представляет собой высохшую глиноподобную корку светло-серого цвета (рис. 3). По гранулометрическому составу это алеврито-пелитовые пеплы с содержанием фракции < 0.1 мм от 91 до 85%, соответственно.



Рис. 2. Вид растопленной пробы пепла (фото Сокоренко А.В.).

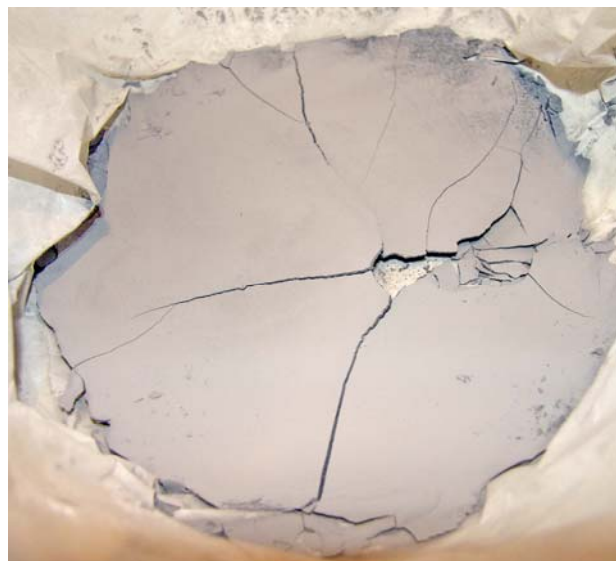


Рис. 3. Вид высушенного вулканического пепла (фото Сокоренко А.В.).

Под микроскопом хорошо видно, что частицы пепла имеют округлую форму. Среди частиц присутствуют обломки пород, окисленных пород, обломки кристаллов плагиоклаза, пироксена, кристаллы сульфида железа (пирит) и других гидротермальных минералов. Кроме этого, встречаются необычные корочки, стяжения, которые облеплены мельчайшими разноцветными частицами.

Химический анализ пепла показал, что он относится к дацитам с содержанием SiO₂ 65.4%. До сих пор, самыми кислыми породами вулкана Коряка считались авгитовые андезиты (57.75% SiO₂) [Маренина и др., 1962]. Кроме этого, отмечается высокое содержание серы (1.04%) и большие ППП (2.18%). Учитывая гранулометрический состав пепла, необычный внешний вид частиц, наличие типичных гидротермальных минералов, необычно кислый

состав, большие ППП, наличие значительного количества серы, мы приходим к выводу, что пепел этого извержения был образован выносом изменённых пород фумарольных полей, которые существуют на этом склоне с 1957 г., т. е. по своему происхождению этот пепел является резургентным.

В настоящее время (конец февраля 2009 г.) продолжается комплексное изучение активизации вулкана Корякский с целью мониторинга вулканической опасности.

Список литературы

Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологической станции, М.: Изд. АН СССР, 1957. № 25. С. 5-95.

Главацкий С.Н., Лагунов И.И. Извержение вулкана Авача 25 февраля 1945 г. // Изв. Всесоюзн. Геогр. общ-ва, 1946. № 3.

Главацкий С.Н. Наблюдения за Авачинским, Корякским и Мутновским вулканами в 1945 г. // Бюллетень вулканологических станций на Камчатке, М.: Изд. АН СССР, 1948. № 14. С. 8-13.

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 289 с.

Маргаритов В. Камчатка и её обитатели // Зап. Приамурского отд. Имп. Русск. Геогр. об-ва, Хабаровск, 1899. Т. V. Вып. 1.

Маренина Т.Ю., Сирин А.Н., Тимербаева К.М. Корякский вулкан на Камчатке // Тр. Лаб. Вулканол., М.: Изд. АН СССР, 1962. Вып. 2. С. 67-149.

Масуренков Ю.П., Пузанков М.Ю., Егорова И.А. Вулкан Корякский. Действующие вулканы Камчатки. М. Наука, 1991, Т. 2, С. 230-240.

Новограбленов П.Т. Извержение Авачинского вулкана в 1926 г. // Изв. Русск. Геогр. об-ва, Л.-М., 1926. Т. LVIII. С. 79-92.

Новограбленов П.Т. Камчатская хроника // Изв. Гос. Русск. Геогр. об-ва, Л.-М., 1927. Т. LIX. Вып. 2.

Новограбленов П.Т., Чирвинский П.Н. Авачинский вулкан на Камчатке, его извержения в 1926 и 1927 годах и петрографическая характеристика продуктов извержения // Известия Донского политехнического института в Новочеркасске, Новочеркасск, 1930. Т. XIV.

Пийп Б.И. Извержение Авачинской сопки в 1945 г. // Бюллетень вулканологической станции, М.: Изд. АН СССР, 1953. № 17.

Святловский А.Е. Атлас вулканов СССР. М. Изд-во АН СССР, 1959. 174 с.

Семенов В.И. Сообщение о состоянии вулкана Коряка 4 марта 1956 г. // Бюллетень вулканологической станции, М.: Изд. АН СССР, 1957. № 26. С. 19-73.

Сирин А.И., Тимербаева К.М. Извержение Корякского вулкана в начале 1957 г. // Бюллетень вулканологической станции, М.: Изд. АН СССР, 1959. № 28. С. 1-20.

МЕХАНИЗМ БАЗАЛЬТОВЫХ ВЗРЫВОВ

А.Ю. Озеров

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: ozerov@ozerov.ru

Объектом исследований выбран наиболее часто встречающийся на базальтовых вулканах тип вулканической активности – стромболианский [Лучицкий, 1971; Rittmann, 1960]. Стромболианский взрыв – это мощное, резкое и, как правило, неожиданное событие. Взрывы происходят в ходе вершинных, побочных и латеральных извержений. Средний по мощности базальтовый взрыв выбрасывает на поверхность 30-50 тонн твердых магматических продуктов, сильный 250–1000 тонн.

Поскольку нет однозначного универсального объяснения причин стромболианских взрывов, мы провели цикл экспериментальных исследований, которые позволили понять механизм стромболианской активности. В 2002 году были начаты лабораторные эксперименты с двухфазными смесями, за пять лет было сконструировано девять газогидродинамических экспериментальных установок. В результате автором создан Комплекс Аппаратуры Моделирования Базальтовых Извержений – КАМБИ.

Задача настоящих исследований – выявление причин возникновения дискретного режима извержения базальтовых магм в виде ритмических взрывов. Экспериментальные исследования включали изучение кинетики газожидкостных двухфазных смесей в вертикальных трубах (от момента зарождения первых газовых пузырьков до появления зрелых стабильных газовых структур) и сопоставление полученных данных с реальными вулканическими событиями.

Экспериментальные исследования

При создании установки мы стремились максимально учесть соотношения параметров реальных питающих магматических систем; за основу принят вулкан Ключевской (Камчатка) – типичный представитель базальтовых вулканов [Озеров и др., 1997]. Кроме того, мы старались избежать любых возможных структурных, запирающих и энергетических барьеров, способных повлиять на характер движения вещества. Установка смонтирована в здании Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Общая высота КАМБИ - 18 метров. Установка состоит из двух систем - моделирующей и регистрирующей (рис. 1). Поскольку КАМБИ создан для изучения вулканических процессов, поэтому для удобства последующего обсуждения результатов экспериментальных исследований названия составляющих модельной системы условно приближены к терминам вулканической системы.

Моделирующая система. включает емкость для приготовления газонасыщенной модельной жидкости (магматический очаг), прозрачный шланг (питающий канал), аквариум для приема поступающей модельной жидкости (кратерную область/жерло) (рис. 1). Описание магматической системы приводится снизу вверх.

В работе используется жидкость и два вида газа. В качестве жидкости применяется вода (H_2O). В качестве растворимого газа выбран углекислый газ (CO_2). Он хорошо растворяется в воде (в 1 литре H_2O при температуре эксперимента $20^{\circ}C$ и давлении 1 атм. растворяется - 828 мл CO_2), кроме того, этот газ достаточно легко переходит в свободную фазу. Газ азот (N_2) практически нерастворим в воде и используется в качестве поршня, выдавливающего модельную жидкость из бака. В результате предварительных опытов было установлено, что полный спектр проявления всех газогидродинамических режимов достигается при давлении газонасыщения - 1,6 атм.

Регистрирующая система. Она включает систему динамического видеослежения, электронный высотомер и спидометр, блок видеорегистрации, блок акустической регистрации, синхронизирующее устройство и отключающую систему (рис. 1).

В ходе экспериментов, при движении газонасыщенной жидкости по вертикальной колонне, изучалась перестройка структуры модельной жидкости. Описаны последовательно возникающие газогидродинамические режимы – жидкостный, пузырьковый, кластерный и снарядный. Следует добавить, что любой из установленных газогидродинамических режимов, в зависимости от давления газонасыщения в баке, может быть выведен на поверхность – на

верхний срез шланга, что позволяет моделировать разные типы вулканических извержений. Особое внимание уделено ранее неизвестному режиму, связывающему пузырьковый и снарядный режимы. Это новый, морфологически устойчивый газогидродинамический режим – кластерный режим.

Обсуждение результатов исследований

I. Результаты экспериментов на КАМБИ существенно дополняют известные газогидродинамические представления, на которых базируются вулканологические построения, связанные с динамикой движения базальтовых расплавов. Это связано с тем, что наши экспериментальные исследования характеризуются рядом особенностей, которые не принимались в расчет в ранее проводимых работах по гидродинамическому моделированию извержений:

1. Впервые была реализована модель, которая учитывала геометрические параметры питающего канала базальтового вулкана. Протяженность реальных вулканических каналов на несколько порядков больше их диаметра, поэтому на КАМБИ соотношение внутреннего диаметра канала к его высоте примерно 1:1 000.

2. Впервые при физическом моделировании извержений были реализованы условия подъема газонасыщенной жидкости по колонне, что дало возможность наблюдать процесс нуклеации газовых пузырьков, их последующий рост, формирование кластеров и снарядов.

3. При проведении экспериментов была обеспечена возможность естественного подъема и выхода на поверхность модельной жидкости, исключены любые структурные барьеры и флюктуации скорости подачи газонасыщенной жидкости.

II. В экспериментах однофазная модельная жидкость в процессе подъема по колонне превращается в двухфазную систему, при этом последовательно (снизу вверх) реализуются четыре режима: жидкостной, пузырьковый, кластерный и снарядный (рис. 2).

III. В результате экспериментальных исследований выявлено ранее неизвестное звено, связывающее пузырьковый и снарядный режимы. Мы предлагаем назвать его кластерным режимом (рис. 2, 13-й и 14-й метры). Это новый, морфологически устойчивый газогидродинамический режим. Описание этого режима мы не найдем в обобщающих монографиях [Кутателадзе и Накоряков, 1984, Prandtl-Fihrer durch die Stromungslehre, 2001; Wallis, 1969] и в публикациях по моделированию работы нефтяных скважин на крупногабаритных установках [Сахаров и Мохов, 2004].

Приведем основные характеристики кластерного режима: 1 - главным элементом режима является пузырьковый кластер, представляющий собой объем жидкости с высокой концентрацией пузырьков, сверху и снизу ограниченный жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы; 2 - совокупность пузырьковых кластеров, следующих друг за другом на определенном расстоянии, создает кластерный режим; 3 - он всегда проявляется между пузырьковым и снарядным режимами; 4 - кластерные структуры на отдельных интервалах колонны имеют устойчивый, повторяющийся характер; 5 - морфологически выделяются кластеры двух видов – открытые и блокированные; 6 - скорость подъема кластеров ниже, чем у зрелого пузырькового и снарядного режимов; 7 -

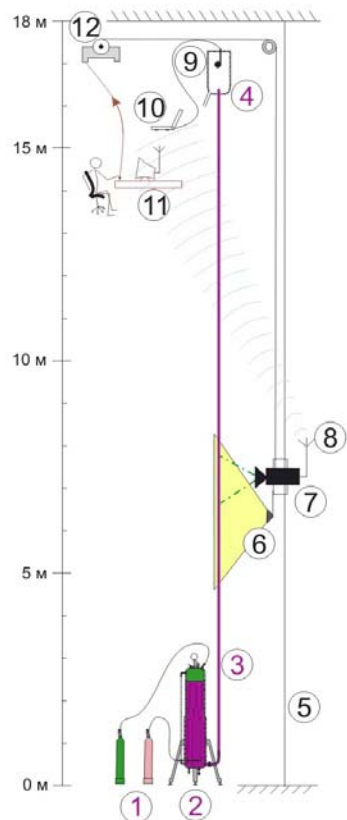


Рис. 1. Комплекс аппаратуры для моделирования базальтовых извержений – КАМБИ (моделирующая (1-4) и регистрирующая (5-12) системы). 1 - газовые баллоны высокого давления с CO₂ и N₂; 2 – герметичный бак для приготовления модельной жидкости; 3 – прозрачный шланг; 4 – аквариум для приема жидкости; 5 – трос, направляющий движение платформы динамического видеослежения; 6 - источник света; 7 – видеокамера; 8 – передатчик и телеметрическая антенна; 9 – микрофон; 10 – компьютер; 11 – приемник видеосигнала и монитор; 12 – электродвигатель. В верхней части рисунка – оператор управляющий движением камеры

продолжительность существования кластерного режима сопоставима со временем существования пузырькового и снарядного; 8 – кластерный режим возникает в широком диапазоне гидродинамических условий: в барботажной колонне (при нулевой скорости движения жидкости и без растворенного газа) и в движущейся газонасыщенной колонне (в интервале скоростей жидкости 1 - 10 см/с), 9 - механизм образования кластеров обусловлен взаимодействием крупных газовых структур со стенками канала, эффектами самозапираания и торможения.

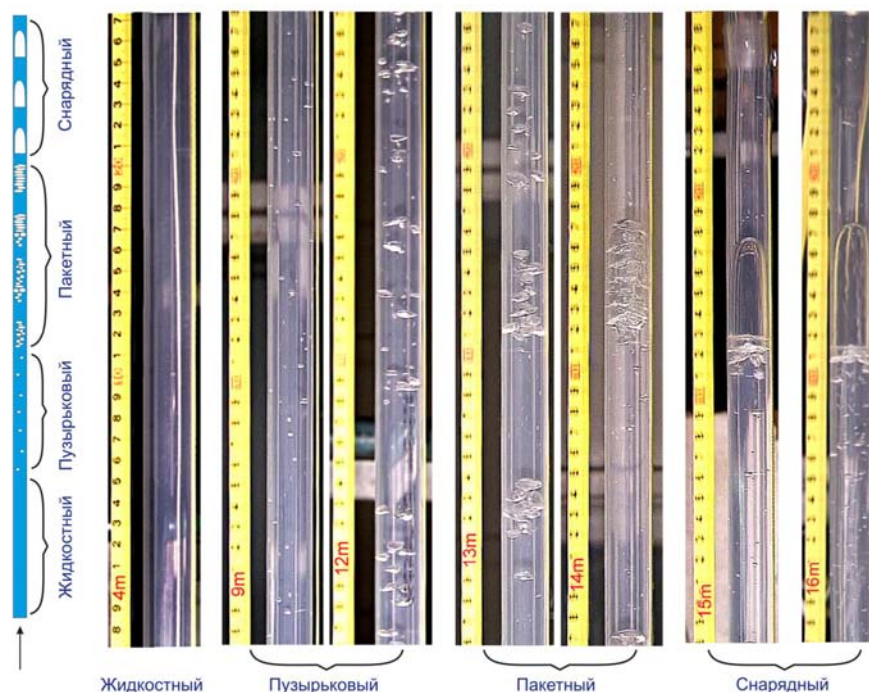


Рис. 2. Фрагменты газогидродинамических режимов, возникающих в процессе подъема газонасыщенной жидкости в вертикальном прозрачном шланге.

Схематическое положение газогидродинамических режимов по колонне (левый рисунок). Видеокдры режимов течения газонасыщенной модельной жидкости в вертикальном канале. Слева от шланга – мерная лента, с указанием высоты в метрах для каждого кадра (цифры показаны красным цветом). Все кадры последовательно эволюционирующей модельной жидкости получены в ходе одного проезда видеокмеры вдоль колонны, со скоростью подъема газовой фазы

Автор полагает, что кластерный режим присущ не только вулканическим процессам; его следует рассматривать более широко, как самостоятельный режим в физике газожидкостных смесей; например, на природных объектах (гидротермальные системы и грязевой вулканизм), при моделировании работы буровых скважин (гидротермальные и нефтяные) и в химической промышленности.

IV. Рассмотрим подробнее проявление каждого газогидродинамического режима на верхнем срезе трубы, поскольку именно в этой части КАМБИ моделируются процессы, происходящие в жерловой зоне базальтовых вулканов. В зависимости от количества растворенного газа в модельной жидкости любой из описанных режимов может быть выведен на поверхность. Приведем сопоставление поверхностных эффектов каждого режима с реальными динамическими параметрами базальтовых извержений.

Жидкостной режим. Газ в свободной фазе отсутствует, происходит равномерное излияние модельной жидкости на верхнем срезе трубы. В природных условиях, в кратерной зоне вулкана, жидкостной режим соответствует спокойному (без взрывов) равномерному излиянию лавы.

Пузырьковый режим обусловлен равномерным потоком пузырьков, лопающихся на поверхности жидкости. В процессе базальтовых извержений в зависимости от количества пузырьков, их размера и вязкости магмы внешние проявления этого режима могут быть весьма многообразными по своему характеру и масштабу. В жидких магмах может наблюдаться слабое «кипение» на поверхности лавового озера или слабое фонтанирование в жерле, а в более вязких – равномерная постоянная пепловая эмиссия, обусловленная разрывом перегородок

между пузырьками, достигающих поверхности. Главной особенностью этого режима является равномерное поступление газовых пузырьков к поверхности в течение длительного времени.

Кластерный режим характеризуется дискретными «всплесками» модельной жидкости на выходе из канала, обусловленными появлением пузырьковых кластеров; всплески чередуются со спокойным излиянием модельной жидкости. Проявлением кластерного режима в жидких магмах в кратерной зоне вулкана является квазипериодическое образование надувающихся пузырей или кратковременных дискретных лавовых фонтанов (всплески). В более вязких расплавах происходят пепловые выбросы без бомб или с небольшим их количеством. Образование вулканических бомб обусловлено утончением и разрывом верхнего слоя магмы над кластером и разрушением крупных «перегородок» в нем, а мелкая фракция тефры (вулканический пепел) образуется при разрушении тонких стенок более мелких пузырьков, формирующих кластер. В зрелом кластерном режиме эти явления проявляются более энергично и эффективно.

Снарядный режим при выходе из канала характеризуется резкими всплесками модельной жидкости, обусловленными разрывом слоя жидкости над газовым снарядом, достигшим поверхности; всплески чередуются со спокойным излиянием или подъемом жидкости по колонне. Проявление собственно снарядного режима в процессе вулканических извержений в жидких магмах – «выскакивающие» лавовые пузыри или резкие выбросы жидкой лавы. В более вязких магматических расплавах происходит стремительный разрыв кровли снаряда на поверхности, что приводит к обособленным сильным дискретным выбросам бомб.

Возникновение кластерного и снарядного режимов приводит к существенному перераспределению потенциальной энергии по магматической колонне, причем с повышением вязкости расплава при прочих равных условиях значительно увеличивается интенсивность газового импульса, вплоть до реальных взрывов.

Основные выводы

1. Для исследования характера движения магматического расплава в питающей системе вулкана создан комплекс аппаратуры моделирования базальтовых извержений (КАМБИ);

2. Анализ разнообразия режимов течения одной и той же модельной жидкости показал, что четыре режима: жидкостный, пузырьковый, кластерный и снарядный – являются продуктом закономерной эволюции газонасыщенного потока и имеют свои четкие морфологические особенности;

3. В ходе экспериментов выявлен и описан новый, ранее неизвестный режим течения двухфазных смесей в вертикальной колонне – кластерный, характеризующийся закономерным чередованием плотных скоплений газовых пузырьков (кластеров), разделенных между собой жидкостью, не содержащей свободной газовой фазы. Механизм образования кластеров обусловлен взаимодействием крупных газовых структур со стенками канала, в результате чего возникают эффекты самозапираания и торможения, и создается относительно медленно движущаяся динамическая газовая пробка - кластер;

4. Комплекс проведенных исследований позволил предложить новую модель газогидродинамического эволюционного движения магматического расплава в подводном канале базальтового вулкана. Реализация на поверхности различных режимов течения двухфазных смесей ответственна за многообразие взрывных событий в кратере вулкана.

Список литературы

Кутателадзе С.С., Накоряков В.Е. Тепломассообмен и волны в газожидкостных системах. Новосибирск: Наука, 1984. 302 с.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Том 1. Современные вулканы. М.: Наука, 1971. 480 с.

Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф., Богоявленская Г.Е., Карпенко С.Ф. Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология, 1997. № 6. С. 614–635.

Сахаров В.А., Мохов М.А. Гидродинамика газожидкостных смесей в вертикальных трубах и промысловых подъемниках. Издательство Нефть и газ. Москва, 2004. 392 с.

Prandtl - Führer durch die Strömungslehre. 2001. 718 p.

Rittmann A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1960. 336 p.

Wallis G.B. One-dimensional two-phase flow. McGraw-Hill Book Company, 1969. 408 p.

АЛГОРИТМ ОЦЕНКИ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА СИЛЬНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ИСПОЛЬЗУЮЩИЙ НОВЫЙ МЕТОД РАСЧЕТА ШИРОКОПОЛОСНЫХ СИНТЕТИЧЕСКИХ СЕЙСМОГРАММ

В.М. Павлов, И.Р. Абубакиров

Камчатский филиал Учреждения Российской академии наук Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН), pvm@emsd.ru

Предлагается алгоритм для расчета тензора сейсмического момента (ТСМ) сильных ($M_w \approx 8$) землетрясений. Существующие методики расчета ТСМ, как правило, не учитывают протяженность очага землетрясения, что недопустимо при сильных землетрясениях и использовании станций на удалениях до трех тысяч километров. Исключением является работа японских ученых [Nakano et al., 2008], в которой одновременно с ТСМ оценивается временная функция источника (ВФИ). Однако такой способ достаточно сложен, а устойчивость получаемых с ее помощью оценок вызывает определенные сомнения. В данной работе применен относительно простой способ, в котором форма ВФИ зафиксирована, а неизвестной является лишь ее длительность.

Учет протяженности очага производится через длительность его временной функции. При этом излучение протяженного очага на низких частотах аппроксимируется излучением точечного источника с подходящей временной функцией. Для фиксированных глубины и длительности пробная оценка ТСМ вычисляется инверсией наблюдаемых широкополосных сейсмограмм, отфильтрованных в полосе периодов 60–120 секунд. Наилучшая оценка ТСМ находится в результате систематического перебора глубин и длительностей ВФИ. Коэффициенты при компонентах ТСМ являются функциями Грина, которые рассчитываются предварительно.

Для вычисления функций Грина используется компьютерная программа на основе оригинального алгоритма [Pavlov, 2004; Павлов, 2009]. Алгоритм относится к классу дискретноволновых. Оригинальным является метод расчета, так называемых, векторов движения-напряжения – неизвестных функций глубины. Для этого вводится матричный импеданс – матрица, при умножении на которую вектора движения получается вектор напряжения. Для слоисто-однородной изотропной упругой среды импеданс, а с его помощью и вектор движения-напряжения, рассчитываются по формулам, исключая источники численной неустойчивости. Алгоритм эффективен для слоев любой мощности и для любых частот.

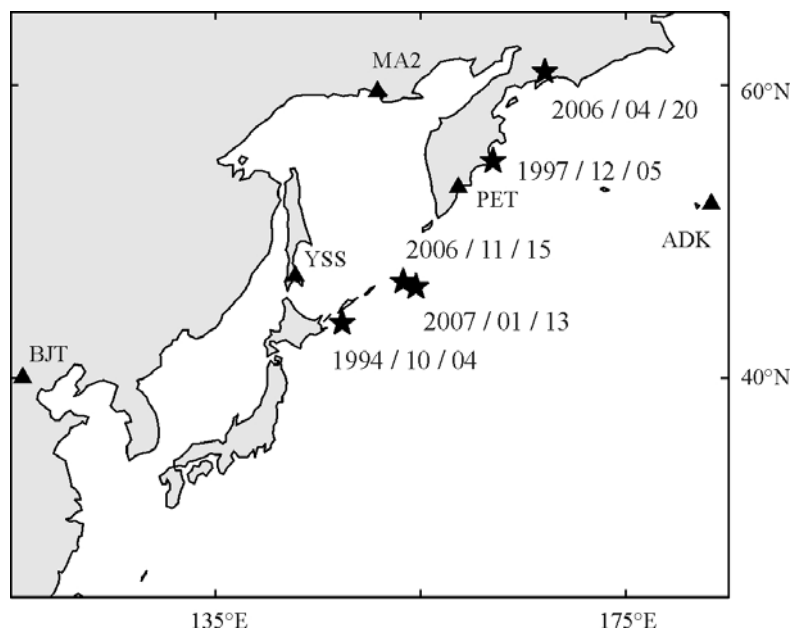


Рис. 1. – Положение эпицентров землетрясений и станций. Для каждого землетрясения использованы 3 станции: ПЕТ, YAK (на рисунке отсутствует), ВЛТ для события 1994/10/04; МА2, YSS, АДК для события 1997/12/05; МА2, ПЕТ, YSS для событий 2006/04/20, 2006/11/15 и 2007/01/13.

Практическая оценка ТСМ выполнена для пяти крупнейших землетрясений, произошедших за последние пятнадцать лет на Дальнем Востоке России (см. рисунок 1): Шикотанское 4.11.1994 г. ($M_w=8.3$), Кроноцкое 5.12.1997 г. ($M_w=7.8$), Олюторское 20.04.2006 г., ($M_w=7.6$), Симуширское 15.11.2006 г., ($M_w=8.3$) и Симуширское землетрясение 13.01.2007 г., ($M_w=8.1$). Использовались широкополосные записи этих землетрясений, записанные сейсмическими станциями региона в диапазоне эпицентральных расстояний от 800 до 2600 километров.

Сравнение с оценками СМТ-определений показывает, что тензоры ориентации («механизмы») находятся в хорошем согласии. Тогда как наши оценки M_w несколько ниже – в среднем на 0.2 единицы. Результаты показаны на рисунках 2-4.

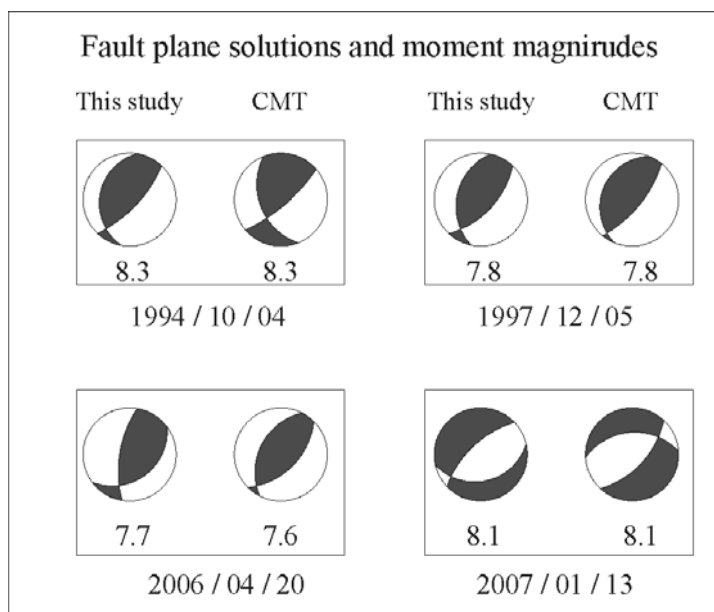


Рис. 2. – Механизмы и моментные магнитуды M_w для 4-х из 5-ти землетрясений. Для землетрясения 2006/11/15 см. рисунки 3 и 4.

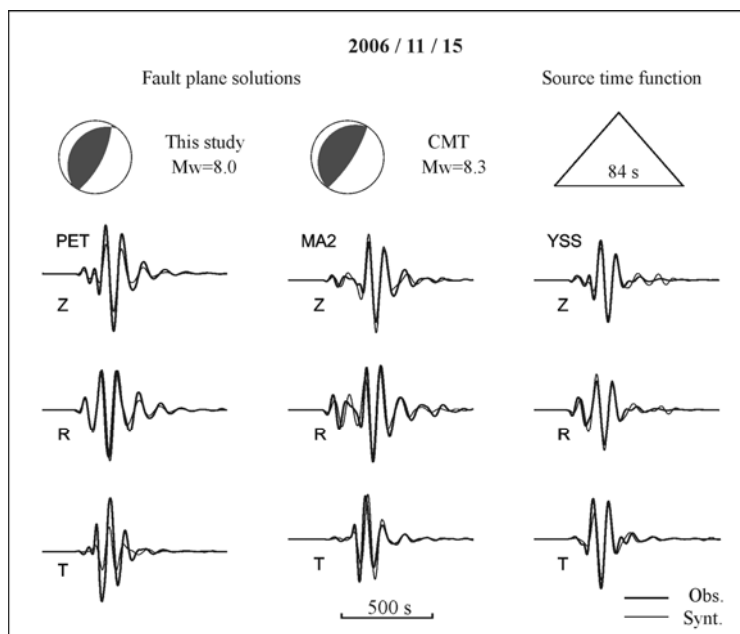


Рис. 3. – Механизмы и моментные магнитуды M_w для землетрясения 2006/11/15. Показана временная функция источника и результаты подгонки наблюдаемых сейсмограмм. Как наблюдаемые так и синтетические сейсмограммы профилированы в полосе периодов 60–120 секунд.

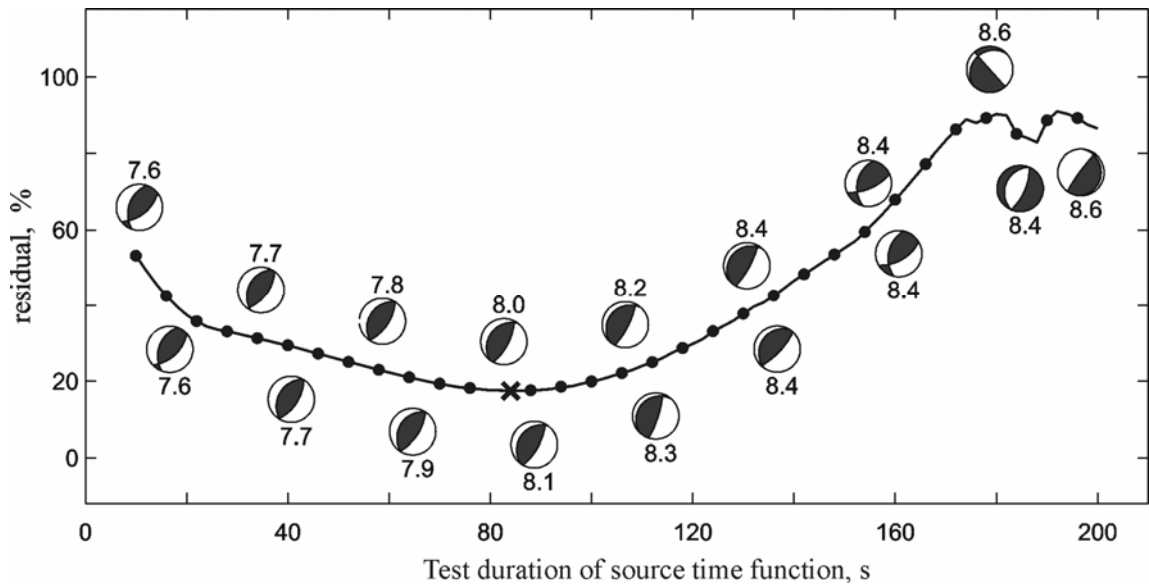


Рис. 4. – Зависимость результатов подгонки от пробной длительности временной функции источника для землетрясения 2006/11/15 (крестиком отмечен минимум). Слева шкала остаточной невязки.

Список литературы

Павлов В.М. Матричный импеданс в задаче расчета синтетических сейсмограмм в слоисто-однородной изотропной упругой среде // Физика Земли, 2009. В печати.

Nakano M., Kumagai H., Inoue H. Waveform inversion in the frequency domain for the simultaneous determination of earthquake source mechanism and moment function // Geophys. J. Int. 2008. V. 173. P. 1000-1011.

Pavlov V.M. A convenient technique for calculating synthetic seismograms in a layered half-space // Proceedings of the Intern. Conf. "Problems of Geocosmos" / St. Petersburg: 2002. P. 320-323.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЦУНАМИ ВДОЛЬ КАМЧАТКИ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ТЕФРОХРОНОЛОГИИ

Т.К. Пинегина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: pinegtk@kscnet.ru

С 1995 года на Камчатке и Курильских островах проводятся целенаправленные исследования, посвященные изучению параметров и повторяемости голоценовых цунами [Pinegina et al., 2001; 2003]. По отложениям, оставленным цунами на берегу, восстанавливаются их высота и дальность заплеска. Отложения палеоцунами вскрываются шурфами, которые закладываются вдоль топографических профилей, измеренных перпендикулярно береговой линии. Отложения каждого цунами прослеживаются последовательно, от шурфа к шурфу от моря в сторону суши. Гипсометрическое положение наиболее удаленного от моря шурфа, в котором присутствует определенный цунамигенный горизонт, приблизительно соответствует минимальной высоте максимального заплеска цунами. Корреляция отложений цунами и определение их возраста производится с помощью тefрохронологического метода [Брайцева и др., 2001].

К настоящему времени изучение палеоцунами с различной степенью детальности было проведено практически по всему восточному побережью Камчатки и Курильских островов. В ходе исследований, помимо отложений древних (доисторических) цунами, были выявлены отложения исторических событий, в том числе наиболее катастрофических цунами 1737 и 1952 годов [Кравчуновская и др., 2008]. Проведя анализ распределения отложений этих цунами вдоль протяженного участка побережья, мы пришли к выводу, что события 1952 и 1737 гг. можно отнести к разряду сильнейших “multi-segment event” [Nanayama et al., 2003], и использовать их геологические следы для оценки масштабов доисторических цунами.

Известно, что цунами могут генерироваться землетрясениями разных типов [K.Satake, Y.Tanioka, 1999]:

1) межплитными, происходящими на границах взаимодействия субдуцируемой и надвигаемой плит;

2) внутриплитными землетрясениями (к ним относятся т.н. “outer-rise event” в районе океанических поднятий, “slab event” на глубинах до 100 км, коровые землетрясения в надвигаемой плите, если их очаг находится под акваторией);

3) tsunami-earthquake – наиболее мелкофокусными землетрясениями происходящими под аккреционной призмой.

Тип землетрясения влияет на интенсивность цунами. Большинство катастрофических цунами возникают в результате сильнейших ($M > 8.5$) межплитных землетрясений. Однако т.н. tsunami-earthquake также способны генерировать катастрофические цунами с огромными заплесками на побережьях, находящихся напротив очага, т.к. для них характерны большие подвижки при малых модулях сдвига вдоль мелкофокусного отрезка зоны субдукции. Вместе с тем, параметры цунами, вызванных tsunami-earthquake и межплитными землетрясениями, различны. Даже при одних и тех же высотах заплеска (tsunami runup), дальность заплеска цунами (penetration, horizontal runup, inundation) от межплитного землетрясения может быть в несколько раз больше, чем от tsunami-earthquake. В отличие от мелкофокусных tsunami-earthquake, деформации земной поверхности во время крупных межплитных землетрясений происходят на огромной площади. Именно такими деформациями и объясняют большие длины волн цунами, возникших от межплитных землетрясений. При достаточной детальности исследований отложений цунами на протяженном (сотни км) участке побережий, возможно выяснить, землетрясение какого именно типа вызвало катастрофическое цунами (например, см. работу [Nanayama et al., 2003]).

Цунамигенные землетрясения прочих типов иногда могут генерировать цунами с довольно большими высотами заплеска, но лишь локально, на не протяженных участках побережья. Высота заплеска таких цунами в среднем в несколько раз меньше чем от межплитных и tsunami-earthquake. Отложения этих цунами уверенно идентифицируются на берегу лишь в ближней от уреза воды зоне (первые десятки - сотни метров) и, как правило, не прослеживаются вдоль большого по протяженности участка побережья.

Так как главная цель наших исследований – определить повторяемость сильнейших землетрясений в зоне субдукции, мы попытались, анализируя цунамигенные отложения, выделить наиболее мощные цунами на фоне менее значительных событий.

Критериями для выделения таких цунами нам послужили: 1) высота над уровнем моря, на которой в разрезах уверенно идентифицируется цунамигенный горизонт; 2) расстояние от уреза воды, на котором в разрезах цунамигенный горизонт выклинивается; 3) мощность горизонтов и их выдержанность по простиранию; 4) наличие следов эрозии земной палеоповерхности на границе с подошвой цунамигенных горизонтов; 5) возможность уверенной корреляции одного и того же цунамигенного горизонта от шурфа к шурфу на определенном участке побережья; 6) возможность корреляции цунамигенного горизонта на разных участках побережья. При корреляции отложений от шурфа к шурфу и от района к району, мы использовали маркирующие горизонты вулканических пеплов. Полученные данные представлены на рис. 1.

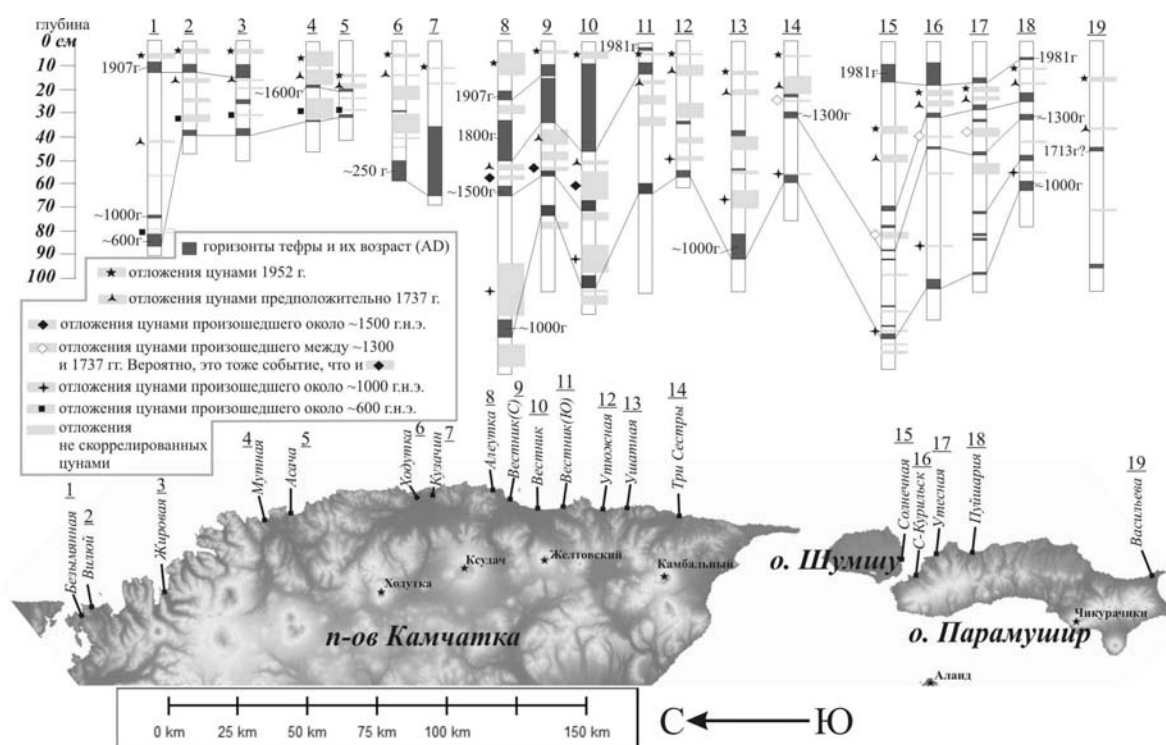


Рис.1. Корреляция отложений катастрофических цунами проявившихся одновременно на юго-восточном побережье Камчатки и Северных Курилах за последние 1000-1500 лет.

Как видно, отложения сильнейших за историческое время цунами 1952 и 1737 гг. на Камчатке и северных Курилах были идентифицированы нами практически повсеместно. Кроме того, за последние ~1000 лет напротив южной Камчатки и северных Курил произошло как минимум еще 2-3 сильных землетрясения (помимо 1952 и 1737 гг.) (рис. 1), т.е. в среднем одно событие в 200-250 лет. Если рассматривать последние ~1500 лет, то всего за этот промежуток произошло 5-6 сильных событий (в среднем 1 событие в 230-280 лет). Следовательно, средний период повторяемости сильных цунамигенных землетрясений составляет для данного отрезка Курило-Камчатской зоны около 250 лет.

Согласно геодезическим, а в последнее время и GPS данным, сильные межплитные землетрясения могут вызывать вертикальные косейсмические деформации на побережьях, расположенных даже в нескольких сотнях километров от глубоководных желобов. В последние несколько лет мы начали проводить изучение косейсмических деформаций на побережьях, т.к. это может помочь нам отличить межплитные события от крупнейших tsunami-earthquake, и существенно дополнить информацию, полученную по отложениям цунами [Pinegina et al., 2007].

Полученные нами данные показали, что Камчатское землетрясение 1952-го года с $M_w \sim 9.0$ сопровождалось косейсмическим опусканием берега к югу от Авачинской бухты. Было выяснено, что аккумулятивные террасы в бухтах Безымянная, Виллой, Большая и Малая Саранные, Асача, Мутная были частично размыты после землетрясения 1952 г, а затем, через некоторое время, перекрыты сверху молодым валом. Поскольку высота формирующихся береговых валов контролируется относительным уровнем моря, вновь сформированный вал оказался гипсометрически выше древних валов, образованных до косейсмического опускания. В геологическом строении аккумулятивных террас, косейсмические опускания отражены в виде уступов размыва, перекрытых молодыми отложениями.

Помимо опускания берега, связанного с землетрясением 1952 г., мы выявили по крайней мере еще два таких эпизода, произошедших за последние ~ 1500 лет. Один из них мы связываем с землетрясением 1737 г. Признаки косейсмического опускания берега предположительно в результате этого землетрясения были выявлены как на южной Камчатке, так и на восточном побережье о-ва Парамушир. Второй эпизод произошел примерно после 600 г. н.э. К югу от Петропавловска-Камчатского в целом ряде бухт имеются затопленные береговые валы. Их затопление связано с резким опусканием побережья после ~ 600 г., амплитуда опускания достигает 1,5-2 метров. Это землетрясение сопровождалось мощным цунами, отложения которого были идентифицированы нами в районе исследований (см. рис. 1). Таким образом, из 5-6 сильнейших цунамигенных землетрясений, произошедших напротив южной Камчатки и северных Курил за последние ~ 1500 лет, как минимум 3 события сопровождалось косейсмическими деформациями побережья. Вероятнее всего, выявленные события связаны с сильными межплитными землетрясениями с $M \sim 9$.

В сводных разрезах, показанных на рисунке 1, представлены отложения довольно интенсивных цунами, которые не коррелируются между участками обследованных побережий. Скорее всего, они связаны с более слабыми землетрясениями, возможно, часть из них вызвана не межплитными событиями.

Список литературы

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Сулержицкий Л.Д. Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 235-252.

Кравчуновская Е.А., Пинегина Т.К., Нишимура Ю., Таниока Ю., Накамура Ю., Хирикава К. Сравнительная характеристика параметров цунами 1737 и 1952 гг. на Камчатке и Курильских островах по палеосейсмологическим данным // Сборник материалов III Сахалинской молодежной научной школы "Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз". Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, 3-5 июня, 2008 (в печати).

Nanayama F., Satake K., Furukawa R., Shimokawa K., Atwater B., Shigeno K., Yamaki S. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along Kuril trench // Nature, 2003,

Pinegina T., Bourgeois J., Bazanova L., Melekestsev I., Braitseva O. A Millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia // Quaternary Research, 2003. V. 59. P.36-47.

Pinegina T.K., Kravchunovskaya E.A., Ponomareva V.V., Bourgeois J., Korovin M.E., Chirkov S.A. Ground-penetrating radar for detection of geological evidences of intraplate & subduction-type earthquakes in Kamchatka, Russia // EGU Topical Conference Series 2nd Alexander von Humboldt International Conference on The Role of Geophysics in Natural Disaster Prevention Lima, Peru, 05 – 09 March 2007.

Satake K., Tanioka Y. Sources of Tsunami and Tsunamigenic Earthquakes in Subduction Zones // Pure appl. geophys. 154 (1999) 467–483.

DATA MINING И ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ УДАРОВ: ОТ АНАЛИЗА ИНФОРМАЦИОННЫХ ПОТОКОВ К АНАЛИЗУ ВЕРОЯТНОСТЕЙ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ.

В.В. Прелов

Институт Машиноведения им. А.А.Благонравова РАН, Москва, e-mail: prelov@iitp.ru

Стремительно развивающаяся в последние десять лет индустрия информационных технологий открывает новые возможности, ставит новые задачи и предъявляет новые требования в сфере прогнозирования, оценки риска и повышения эффективности менеджмента в области техногенных, природных, социальных и экономических катастроф. Актуальность разработки новых эффективных алгоритмов краткосрочного прогнозирования очевидна как из-за нерешенности проблемы прогноза сильных сейсмических событий, так и из-за резко возросших требований к современным методам сейсмостойкого строительства.

В работе предложен новый взгляд на проблему и методы оценки сейсмических рисков с использованием информационных потоков, ретранслируемых сетью станций системы IRIS. Мы предполагаем, что все снимаемые станциями и архивируемые сигналы отображают процессы, протекающие в заведомо нацеленной на осуществление катастрофы открытой динамической системе [Прелов и Махутов, 2004]. Кроме того, мы считаем, что любая катастрофа обладает иерархической системой предвестников, т.е. наличием системных связей пространственных и временных масштабов в процессах самоорганизации, и наша задача состоит как в построении дефиниций для этой системы зарождения предвестников и собственно ударов, так и в разработке надежных методов фильтрации ложных событий.

Применяя концепцию междисциплинарности при решении сложных научных задач, мы используем ряд новых методов прогнозирования и диагностики событий [Prelov 2008], заимствованных, преимущественно, из анализа экономических динамических открытых систем [Prelov 2009], и тестируем наши методы на потоковых данных станций PET и YSS, предоставленных Камчатской сетью сейсмомониторинга.

Проведенный расчет показывает, что динамика параметра эффективности исследуемой геофизической системы и его интегральные характеристики или совпадают или близки к ранее полученным результатам [Prelov 2008], что позволяет выразить осторожный оптимизм в решении поставленной задачи. Возможность создания единой системы сбора и анализа данных позволяет надеяться на продвижение в решении задачи фильтрации ложных предвестников разрушительных событий, прежде считавшуюся безнадежной.

Благодарности

Автор благодарен чл.-корр. РАН Махутову Н.А. и начальнику Камчатского филиала Геофизической службы РАН Чеброву В.Н. за проявленное внимание к данной проблеме и оперативно предоставленные потоковые данные по сейсмомониторингу.

Список литературы

- Прелов В.В., Махутов Н.А.** Deskriptornyy analiz krizisnykh sindromov // Проблемы безопасности и чрезвычайных ситуаций, 2004. № 4. С. 11-17.
- Prelov V. V.** Some Remarks on Crisis Forecasting // BAI Proceedings, Seoul, 2008.
- Prelov V.V.** On the interesting property of Maxwell-Boltzmann distribution got with data mining. Some cross-disciplinary applications // WSC-6 Proceedings, Kazan, 2008.
- Prelov V. V.** Data Mining and crisis forecasting opportunities // To be publ., San Jose, 2009.
- Prelov V. V.** On the efficiency theorem // To be publ., San Jose, 2009.

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Г.В. Рябинин, Ю. М. Хаткевич

Камчатский филиал учреждения Российской академии наук Геофизической службы РАН,
Петропавловск-Камчатский, e-mail: gena@emsd.iks.ru

С 1977 г. на Камчатке проводятся непрерывные наблюдения за режимом подземных вод, организованные специально в связи с проблемой поиска и изучения гидрогеологических предвестников землетрясений. В настоящий момент сеть наблюдений состоит из 11 водопунктов (скважин и источников), находящихся в окрестности г. Петропавловска-Камчатского. Комплекс режимных наблюдений включает в себя измерения величин атмосферного давления и температуры воздуха, измерение температуры и расхода воды скважин и источников, отбор проб воды и газа для последующего их анализа в лабораторных условиях. В общей сложности измеряется и анализируется более 20 параметров. Интервал между режимными наблюдениями для разных пунктов составляет от 3 до 6 суток.

В 1994 г. в журнале “Вулканология и сейсмология” была опубликована статья под названием: «О возможности среднесрочного прогноза землетрясений интенсивностью свыше пяти баллов, проявляющихся в г. Петропавловске-Камчатском» [Хаткевич, 1994]. Результаты исследований на тот момент позволили сделать вывод о том, что по наблюдениям за режимом подземных вод на Камчатке возможно осуществление среднесрочного прогноза землетрясений с заблаговременностью до полугода. С тех пор прошло уже пятнадцать лет, но приходится признать, что вопрос о возможности прогноза землетрясений гидрогеохимическими методами не потерял своей актуальности. Прогноз землетрясения в самой общей своей формулировке подразумевает определение времени сейсмического события, энергии и местоположения его эпицентра. Сама возможность прогноза основана на феномене предвестников, представляющих собой аномальные изменения различного рода гидрогеохимических показателей подземных вод перед сильными сейсмическими событиями. В работе [Киссин, 1979] (опубликованной 30 лет назад) определяются два пути для научного обоснования предвестников землетрясений, наблюдающихся в режиме подземных вод. Первый путь связан с теоретическими и экспериментальными исследованиями влияния процессов, предшествующих землетрясениям, на подвижные компоненты земной коры – подземные воды и газы. Второй путь предполагает натурное изучение гидрогеологических (в том числе и гидрогеохимических) эффектов в период подготовки землетрясения. Несмотря на очевидные успехи, достигнутые в прошедшие годы в теоретических и экспериментальных исследованиях процессов, развивающихся на стадии подготовки тектонических землетрясений, вероятно, не будет являться преувеличением вывод о том, что в настоящий момент нет общепринятой и проверенной теории подготовки сейсмических событий, которая бы объясняла феномен предвестников, в том числе и гидрогеохимических. Вместо этого, имеется ряд концептуальных моделей, являющихся результатом теоретических и экспериментальных исследований. Выбор в пользу той или иной модели основывается на специфике имеющихся данных и возможностях конкретной модели объяснить наблюдаемые эффекты. Отсутствие общепризнанной теории, генетически связывающей процессы подготовки землетрясений и их предвестники, вынуждает следовать «второму пути», основой которого являются длительные наблюдения за различными показателями и, в особенности, за их поведением перед сильными сейсмическими событиями. Очевидно, что возможность прогноза, в данном случае, всецело определяется количеством собранного материала, а именно количеством событий типа «предвестник – землетрясение», выделенных в результате ретроспективного анализа. Здесь следует оговориться о том, что при таком подходе термин «предвестник землетрясения» оказывается не совсем правильным. Более уместным, по нашему мнению, является термин «прогнозный признак землетрясения», под которым понимается некое характерное изменение наблюдаемого показателя, которое может проявляться в период предшествующий сильным сейсмическим событиям. Понятие гидрогеохимического прогнозного признака не имеет четких очертаний. В одних случаях под этим термином понимается изменение каких-либо статистических свойств сигнала, таких как математическое ожидание, дисперсия или спектр колебаний [Беляев, 2000]. В большинстве же работ в качестве прогнозных признаков рассматриваются морфологические особенности

изменений наблюдаемых показателей, такие как положительные и отрицательные бухтообразные изменения, положительные и отрицательные импульсные вариации, гармонические последовательности импульсов и т. п. Из этого можно сделать вывод, что универсального прогностического признака, наблюдаемого в вариациях гидрогеохимических показателей перед землетрясениями, не существует. Изменения гидрогеохимических показателей, рассматриваемые в качестве прогностического признака, должны иметь «аномальный» характер, т. е. значительно отличаться от фоновых вариаций. Для разделения вариаций гидрогеохимических показателей на фоновые и сверхфоновые необходимо установление порогового уровня, выход за пределы которого может являться основанием для отнесения того или иного изменения в разряд аномальных. В работе [Любушин, 2007] справедливо замечено о том, что применительно к данным геофизического мониторинга определение критических порогов является чрезвычайно трудной задачей. С этим нельзя не согласиться, поскольку большинство временных рядов наблюдаемых показателей относятся к классу нестационарных процессов, для которых задача определения фонового уровня, строго говоря, просто не имеет смысла. Из этого следует, что даже на стадии идентификации прогностического признака землетрясения возникают проблемы, не имеющие формального решения и требующие индивидуальных подходов, которые основываются в большей мере на эмпирическом опыте.

Возвращаясь к проблеме прогноза, следует заметить, что для его реализации недостаточно идентифицировать прогностический признак как таковой, необходимо также иметь некие закономерности (корреляции), связывающие параметры этого прогностического признака (амплитуду, длительность и т. п.) и пространственно энергетические характеристики землетрясений (магнитуду, эпицентральное расстояние и т. д.). Анализ ранее проведенных исследований показывает, что наибольшие корреляции получены при сопоставлении временных параметров различного рода эффектов с характеристиками землетрясений. Аналогичные корреляции с амплитудными параметрами оказываются менее выраженными [Зубков, 1981; Зубков, 1987; Киссин, 1988]. Результаты наблюдений на Камчатке показывают, что сильным региональным землетрясениям могут предшествовать аномальные изменения различных гидро-газохимических показателей [Хаткевич, 2006]. Морфологический анализ предшествующих землетрясениям эффектов позволил выделить наиболее вероятные прогностические признаки сейсмических событий. Установлено, что, в большинстве случаев, перед землетрясениями наблюдаются либо отрицательные бухтообразные изменения концентраций растворенных в воде веществ и газов длительностью десятки – сотни суток, либо положительные импульсные вариации, продолжительность которых составляет сутки – первые десятки суток. В таблице 1 представлены результаты корреляционного анализа для параметров гидрогеохимических эффектов и характеристик ассоциируемых с ними сейсмических событий отдельно для показателей макрокомпонентного и газового состава подземных вод. Для оценки тесноты корреляционной связи использовался непараметрический критерий – ранговый коэффициент корреляции Спирмена. В качестве характеристик землетрясений использовались: K_s – энергетический класс землетрясения, S – эпицентральное расстояние. В качестве параметров гидрогеохимических эффектов рассматривались: T – время, отсчитываемое от начала формирования гидрогеохимического эффекта до момента землетрясения (время предвестника); τ – время, отсчитываемое от экстремального значения гидрогеохимического эффекта до момента землетрясения (время экстремума); $|C|$ – модуль амплитуды изменения того или иного гидрогеохимического показателя. Буквой N в таблице обозначен размер выборки типа «предвестник – землетрясение». Через наклонную черту приведены значения статистик $\rho / T_{кр}$, где ρ – ранговый коэффициент корреляции Спирмена, $T_{кр}$ – критическое значение рангового коэффициента корреляции. При условии $\rho > T_{кр}$ коэффициент корреляции считается значимым [Гмурман, 2002]. Из таблицы видно, что наибольшие статистически значимые величины рангового коэффициента корреляции получены для временных параметров (времени предвестника и времени экстремума) бухтообразных вариаций, наблюдавшихся в макрокомпонентном составе подземных вод. Таким образом, результаты корреляционного анализа подтверждают результаты подобных оценок, приводимые в уже упоминавшихся работах других авторов, в которых показано, что время предвестника и время экстремума, в отличие от амплитуды или абсолютного значения, являются наиболее устойчивыми прогностическими характеристиками прогностических признаков. Несмотря на это, низкие значения коэффициентов корреляции не позволяют рассчитывать на установление надежных

эмпирических зависимостей между оцениваемыми параметрами, которые могли бы лечь в основу алгоритма прогноза землетрясений гидрогеохимическими методами.

В качестве одной из статистик временных параметров гидрогеохимических эффектов можно рассматривать форму их распределения. Установление вида статистического распределения для времен экстремумов (τ) может оказаться полезным для разработки вероятностного подхода к

Таблица. Значения ранговых коэффициентов корреляции Спирмена

	Ks	S	N
Бухтообразные вариации макрокомпонентного состава			
T	0.54 / 0.24	0.43 / 0.26	50
τ	0.40 / 0.27	0.27 / 0.28	50
 C 	0.01 / 0.29	-0.24 / 0.28	50
Импульсные вариации макрокомпонентного состава			
τ	0.01 / 0.23	-0.05 / 0.23	77
 C 	0.07 / 0.23	0.01 / 0.23	77
Бухтообразные вариации газового состава			
T	0.21 / 0.54	0.24 / 0.53	17
τ	0.21 / 0.54	0.01 / 0.55	17
 C 	-0.06 / 0.55	-0.11 / 0.55	17
Импульсные вариации газового состава			
τ	-0.13 / 0.19	-0.01 / 0.19	106
 C 	-0.28 / 0.19	0.06 / 0.19	106

прогнозированию временного интервала возникновения сильного землетрясения. К примеру, в работе [Киссин, 1997] показано, что по данным наблюдений на территории бывшего СССР и Китая до 70 % гидродинамических предвестниковых аномалий имели время экстремума от 0 до 20 суток. К сожалению, в этой работе отсутствует характеристика вида распределения, однако, если руководствоваться представленными рисунками, можно предположить, что распределение имеет форму близкую к экспоненциальной. На рисунке 1 представлена диаграмма, иллюстрирующая эмпирическое распределение времен экстремумов гидрогеохимических эффектов, предшествующих сильным землетрясениям Камчатки, и ее аппроксимация кривыми, соответствующими нескольким наиболее известным законам распределения случайной величины, имеющих область определения от 0 до $+\infty$. Тест Колмогорова-Смирнова показал, что наилучшие результаты аппроксимации эмпирических данных получены в случае использования распределения Вейбулла. Зная форму распределения времен экстремумов гидрогеохимических эффектов легко найти наиболее вероятное значение этого параметра, которое, в данном случае, равно 60 суткам. Таким образом, получается, что наиболее вероятный промежуток времени, отсчитываемый от экстремального значения гидрогеохимической аномалии до момента сейсмического события, составляет в среднем 2 месяца. Данный результат предоставляет принципиальную возможность прогнозирования временного интервала возникновения сильного землетрясения по данным гидрогеохимических наблюдений на Камчатке.

Подводя итоги и возвращаясь к затронутому в работе вопросу можно сделать вывод о том, что по данным гидрогеохимических наблюдений на Камчатке возможна реализация среднесрочного прогноза времени возникновения регионального сильного сейсмического события. Возможность же прогноза энергии землетрясения и/или местоположения его эпицентра пока следует рассматривать как трудно реализуемую.

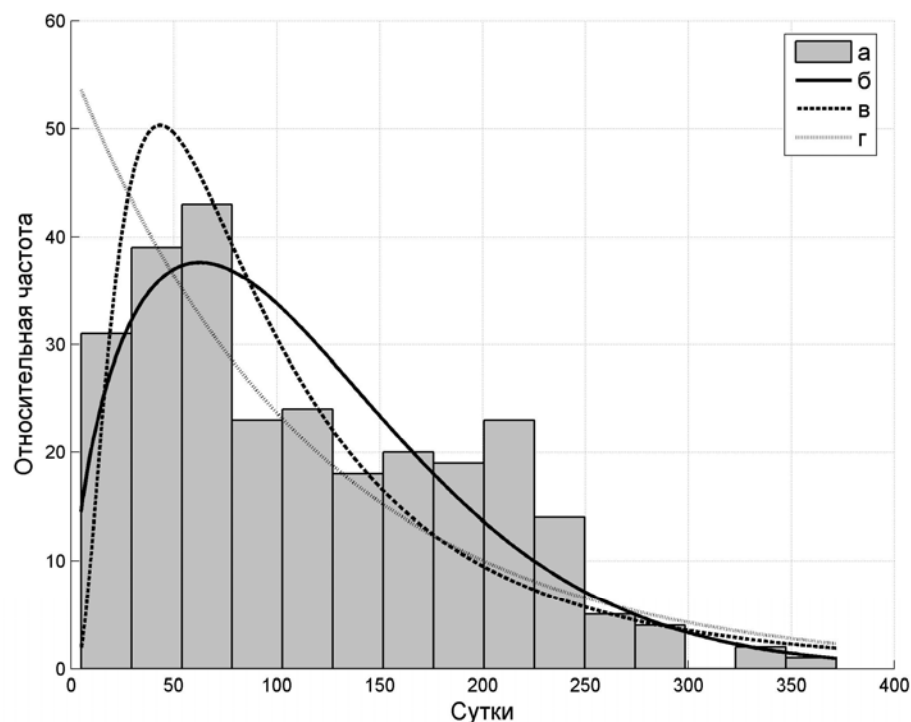


Рисунок. Гистограмма распределения времен экстремальных значений гидрогеохимических эффектов (а) и ее аппроксимация кривыми, соответствующими законам распределения Вейбулла (б), логнормальному (в) и экспоненциальному (г).

Список литературы

- Беляев А. А.** Результаты предварительного анализа комплексных геохимических признаков землетрясений // Геохимия, 2000. № 8. С. 893–898.
- Гмурман В. Е.** Теория вероятностей и математическая статистика // М.: Высшая школа, 2002. 480 с.
- Зубков С. И.** Радоновые предвестники землетрясений // Вулканология и сейсмология, 1981. № 6. С. 74–105.
- Зубков С. Н.** Времена возникновения предвестников землетрясения // Физика Земли, 1987. № 5. С. 87–92.
- Киссин И. Г.** Актуальные вопросы гидрогеологических и геохимических исследований для прогноза землетрясений // Геохимия. – 1979. – № 3. – С. 338–344.
- Киссин И. Г.** Высокоамплитудные предвестники землетрясений и чувствительные зоны земной коры // Физика Земли, 1988. № 6. С. 3–13.
- Киссин И. Г.** О соотношении между предвестниками землетрясений и постсейсмическими эффектами // ДАН. 1997. Т. 354. № 6. С. 804–808.
- Любушин А. А.** Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука. 2007. 228 с.
- Хаткевич Ю. М.** О возможности среднесрочного прогноза землетрясений интенсивностью свыше 5 баллов, проявляющихся в городе Петропавловске – Камчатском // Вулканология и сейсмология, 1994. № 1. С. 63–67.
- Хаткевич Ю. М., Рябинин Г. В.** Гидрогеохимические исследования на Камчатке в связи с поиском предвестников землетрясений // Вулканология и сейсмология, 2006. № 4. С. 34–42.

ПРОГНОЗ СИЛЬНЫХ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Ю.К. Серафимова, В.А. Широков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: yulka@emsd.ru

По статистике ЮНЕСКО наиболее опасны так называемые метеорологические катастрофические явления (циклоны, тайфуны, шторма, ураганы), на долю которых приходится около 60% человеческих жертв от природных катастроф. Далее в порядке убывания идут землетрясения и цунами (18%), наводнения (15%), грозы (1.5%) и вулканические извержения (менее 1%). Если же судить о катастрофах по их масштабу и социально-экономическим последствиям, то максимальный риск связан с землетрясениями и цунами, вызванными разными причинами. В настоящей работе рассматриваются цунами, связанные только с тектоническими землетрясениями.

Цунами – одно из наиболее опасных явлений природы. Это специфические морские волны-наводнения, вызываемые подводными землетрясениями и некоторыми другими быстротечными природными процессами. Возникают цунами в различных регионах Земли не часто, тем не менее, примерно каждые полтора года где-либо в Тихом океане происходит, по крайней мере, одно разрушительное цунами [Соловьев, Го, 1974].

Как отмечалось ранее [Широков, Серафимова, 2006, 2007, 2008], изучение современных геодинамических процессов в оболочках Земли и выяснение их причинной обусловленности невозможно без учета роли общепланетарных космических факторов [Ламакин, 1966; Кропоткин, 1970, Широков, 1977 и др.]. Основываясь на литературных данных, в работе [Широков, 1977] сделан вывод, что на временных интервалах менее нескольких столетий главными космическими факторами являются гравитационные поля в системе Солнце-Земля-Луна и солнечная активность. Спектры космических факторов представлены широким набором периодических и квазипериодических компонент. С точки зрения долгосрочного прогноза наибольший интерес представляют 11-, 22-летний и вековой ритмы солнечной активности, а также земной прилив с периодом 18.6 г., вызванный долгопериодическим вращением узлов орбиты Луны.

В работах [Широков, Серафимова, 2006, 2007, 2008] впервые для восьми регионов Тихоокеанского тектонического пояса изучено совместное влияние 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного (Хейловского) ритмов на возникновение сильных землетрясений XVIII-XXI веков и разработан метод фазовых траекторий (МФТ) для решения задач долгосрочного прогноза сильных событий. На основании этого подхода дан долгосрочный прогноз землетрясений на ближайшие 20 лет для 12 регионов Земли. Описание метода МФТ изложено в [Широков, Серафимова, 2006, 2007, 2008]. Напомним только, что "опасные" временные интервалы для будущих событий очередного цикла Хейла H_{24} определяются на основе расчета времени пересечений траектории этого цикла Хейла с выделенными "опасными окнами" на фазовой плоскости (Φ_1, Φ_2), где Φ_1 – значение фазы 19-летнего лунного прилива и Φ_2 – значение фазы 22-летнего в среднем цикла Хейла. "Опасные" фазовые окна представляют собой статистически значимые кластеры, образованные распределением используемых для долгосрочного прогноза "главных" землетрясений (с магнитудой, равной или более некоторого порогового значения $M_{пор}$) по фазовым координатам (Φ_1, Φ_2) и в которые входит подавляющее число этих землетрясений. В настоящей работе сделана попытка реализации метода МФТ для долгосрочного прогноза сильных цунамигенных землетрясений четырех регионов северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса – Камчатки, Курильских островов, Японии и Алеутских островов – как наиболее опасных с точки зрения возникновения цунами.

Каталоги цунамигенных землетрясений составлялись по данным [Соловьев, Го, 1974] и базы NGDC Tsunami Event Database [http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml]. Для четырех регионов выбирались землетрясения, сопровождавшиеся такими цунами, для которых либо магнитуда I_{ida} [http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml] или интенсивность по [Соловьев, Го, 1974] ≥ 2.0 (табл.). Для обоих параметров величина 2.0 соответствует высоте волны на ближайшем к очагу побережье около 3-4 м. Начиная с этих высот цунами, их можно считать наиболее опасными.

Целью работы было определить, насколько метод МФТ оправдан для долгосрочного прогноза времени возникновения сильных цунами, связанных с землетрясениями. Сопоставлялись "опасные"

Таблица. Долгосрочный прогноз цунамигенных землетрясений по "методу фазовых траекторий" для отдельных регионов Тихоокеанского сейсмического пояса и оценка его эффективности.

№	Регион	Характеристика выборки "главных" землетрясений			Площадь "опасных" окон, $S_{\text{опас}}$	I^*	Характеристика выборки цунами			I_{ts}^{***}	Сейсмоопасный интервал на период до 2027 г. (в предположении даты эпохи минимума текущего цикла XII.2007 г.)
		M	Период наблюдений, годы	Число землетрясений, N ----- Число "спрогнозированных" землетрясений, N_1			Интенсивность цунами**	Период наблюдений, годы	Число цунами, n ----- Число "спрогнозированных" цунами, n_1		
I	Камчатка	$M_w \geq 7.6$	1737-2007	14 ----- 14	0.18	5.6	≥ 2.0	1792-1997	7 ----- 6	4.6	XI.2014 – VII.2017
II	Курильские острова	$M \geq 7.5$	1780-2007	29 ----- 27	0.33	2.8	≥ 2.0	1780-2007	8 ----- 6	2.3	VIII.2012 – II.2016
III	Япония	$M \geq 7.9$	1894-2007	18 ----- 15	0.30	2.8	≥ 2.0	1763-2005	21 ----- 18	2.9	XII.2007 – III.2010
IV	Алеутские острова	$M \geq 7.5$	1849-2007	26 ----- 22	0.37	2.3	≥ 2.0	1788-2003	7 ----- 7	2.7	VII.2010 – VII.2014 V.2021 – I.2023

Примечания: *– Эффективность прогноза землетрясений, $I = (N_1/N)/S_{\text{опас}}$.

**– Интенсивность цунами выбиралась ≥ 2.0 либо по магнитуде Iida, либо по [Соловьев, Го, 1974].

***– Эффективность прогноза цунами, $I_{ts} = (n_1/n)/S_{\text{опас}}$.

фазовые окна, выделенные ранее для "главных" землетрясений исследуемых регионов и распределение цунамигенных землетрясений относительно "опасных" окон в этих регионах (рис.).

Естественно, что лишь часть "главных" землетрясений сопровождаются цунами – в среднем для всех четырех регионов из 87 событий 24 сопровождались опасными цунами, т.е. 28%. Максимальная доля таких событий отмечена для Японии – 44%, минимальная – для Алеутских островов – 15%. Сильные цунами могут быть вызваны и более слабыми по магнитуде событиями. Доля таких цунами невелика.

Совместный анализ распределения на фазовой плоскости как "главных" землетрясений (черные кружки), так и цунамигенных землетрясений (серые квадраты) для четырех регионов приведен на рисунке. Для Камчатки и Курильских островов (*a, б*) "опасные" фазовые окна оставлены неизменными; в них попали 12 из 15 цунамигенных землетрясений. Для Японии (*в*) уточнены выделенные ранее "опасные" фазовые окна [Широков, Серафимова, 2006, 2007, 2008] и определено новое "опасное" фазовое окно, образованное шестью цунамигенными землетрясениями, два из которых с магнитудами $M \geq 7.9$ не соответствовали схеме прогноза землетрясений. В результате из 21 события только три не попали в "опасные" фазовые окна. Для Алеутских островов (*г*) границы выделенных ранее "опасных" фазовых окон также уточнены, при этом все 7 цунамигенных событий оказались в "опасных" фазовых окнах. Таким образом, 37 из 43 цунамигенных землетрясений (86%) соответствуют схеме долгосрочного прогноза, представленного в таблице с оценкой его эффективности по ретроспективным данным для каждого из четырех регионов. По аналогии с эффективностью прогнозирования землетрясений I под эффективностью прогнозирования цунамигенных землетрясений I_{ts} понимается отношение доли цунами n_1 , попавших в выделенные "опасные окна", относительно общего числа цунами n к доле площади "опасных окон" $S_{\text{опас}}$ относительно общей площади фазового окна, принимаемой за единицу. Таким образом, $I_{ts} = (n_1/n)/S_{\text{опас}}$. Поскольку для "случайного" прогнозирования эффективность в пределе равна единице, то величина I_{ts} показывает, во сколько раз предложенная методика прогноза лучше. Как видно из таблицы, величины I_{ts} меняются от 2.3 (Курильские острова) до 4.6 (Камчатка). Величина $I_{ts} > 2.0$ соответствует прогнозу с уровнем доверия 0.95 и более, $I_{ts} > 3.0$ – с уровнем доверия 0.99 и более и т.д., т.е. для каждого из регионов гипотеза о случайном распределении цунамигенных землетрясений отвергается с уровнем доверия более 0.95. Таким образом, сделанные долгосрочные прогнозы являются статистически значимыми.

Как видно из таблицы, в ближайшие 19 лет доля тревожного времени для наиболее опасных цунами с магнитудой I_{ts} или интенсивностью по [Соловьев, Го, 1974] ≥ 2.0 невелика. Минимальная – для Японии (2 года 3 месяца), максимальная – для Алеутских островов (5 лет 10 месяцев).

Подводя общий итог, можно считать, что применение метода МФТ для долгосрочного прогноза цунамигенных землетрясений оказалось оправданным. Для четырех регионов северо-западной части Тихого океана сделаны статистически значимые прогнозы цунамигенных землетрясений на ближайшие 19 лет с оценкой их эффективности.

Список литературы

- Кропоткин П.Н.** Возможная роль космических факторов в геотектонике // Геотектоника, 1970. № 2. С. 30-76.
- Ламакин В.В.** О периодичности байкальских землетрясений // ДАН СССР. 1966. Т. 170. № 2. С. 210-213.
- Соловьев С.Л., Го Ч.Н.** Каталог цунами на западном побережье Тихого океана (173-1968 гг.). М.: Наука, 1974. 310 с.
- Широков В.А.** Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103-115.
- Широков В.А., Серафимова Ю.К.** О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 120-133.
- Широков В.А., Серафимова Ю.К.** Методика прогноза сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 7.6$ и оценка ее эффективности для различных регионов Земли // Солнечно-земные

связи и предвестники землетрясений: IV междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 14-17 авг. 2007 г. Сб. докл. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 482-489.

Широков В.А., Серафимова Ю.К. Сильные землетрясения Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектонических поясов и извержения вулканов: влияние солнечной активности и земных приливов, прогноз событий до 2030 г. // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Всероссийской конференции 13-17 октября 2008 г., ИФЗ РАН, г. Москва. Тезисы докладов в 2-х томах. М.: ИФЗ. 2008. Т. 2. С. 365-368.

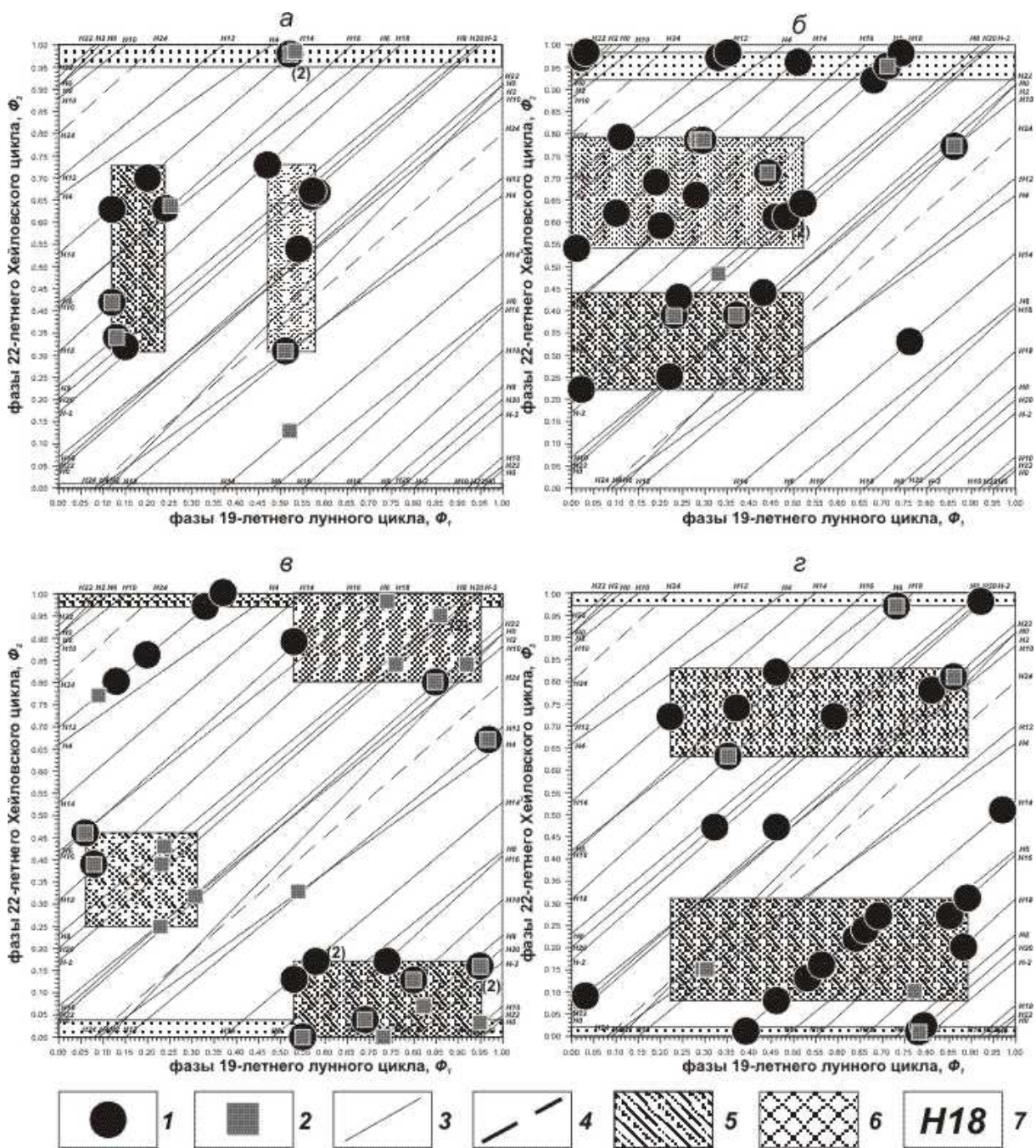


Рис. Распределение "главных" и цунамигенных землетрясений на фазовой плоскости (Φ_1 , Φ_2) для четырех регионов северо-западной части Тихого океана: а – Камчатка, б – Курильские острова, в – Япония, г – Алеутские острова. 1 – "главные" землетрясения с магнитудой, равной или более некоторого порогового значения $M_{пор}$ (для Камчатки $M \geq M_{пор} = 7.6$, для Курильских островов – 7.5, для Японии – 7.9, для Алеутских островов – 7.5); 2 – цунамигенные землетрясения, вызвавшие цунами, для которых либо магнитуда I_{ida} , либо интенсивность ≥ 2.0 ; 3 – фазовые траектории; 4 – траектория очередного Хейловского цикла $H24$; 5 – "опасные" фазовые окна (кластеры); 6 – "опасные" фазовые окна вблизи эпох минимумов Хейловских циклов; 7 – нумерация Хейловских циклов. Пояснения в тексте.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН «БЕЗЫМЯННЫЙ»: ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ

С.С. Сероветников, Е.Ю. Гнитиева

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия.

В районе действующего вулкана Безымянный, сильные эксплозивные извержения которого происходят 1-2 раза в год, создана сеть из 10 пунктов GPS наблюдений. В перспективе сеть необходимо уплотнить и расширить на территорию всей Ключевской группы вулканов, для учета влияния вулкана Ключевская сопка и уточнения выводов о глубинах источников давления под вулканами и о механизме внедрения магмы в поверхностные слои земной коры.

На части пунктов сети наблюдения проводятся непрерывно с использованием постоянных автономных GPS станций на базе двух частотных GPS приемников TRIMBLE NETRS. Пункт представляет собой армированный бетонный пилон с устройством принудительного центрирования антенны станции. Вблизи пункта устанавливается сварной металлический бункер, в котором располагается GPS приемник и система питания станции. Питание приемника осуществляется по двум каналам (основной и резервный), от двух батарей сухих элементов «БАКЕН» напряжением 18 в. Суммарная емкость системы питания, позволяет постоянной GPS станции работать автономно в течение 380 суток. Регистрация данных ведется на встроенный в приемник накопитель емкостью 2Гб. Постоянные автономные GPS станции не оснащены аппаратурой передачи данных, вследствие чего, данные наблюдений снимаются один - два раза в год во время проведения регламентных работ с использованием вертолета или пешим порядком в летнее время. Проведение работ на сети пунктов пешим порядком, сопряжено с большими трудностями в виду общей сложности проведения полевых работ в районе вулкана Безымянный.

В период наблюдений, 24 декабря 2006 г., произошло сильное эксплозивное извержение вулкана с отложением пирокластических потоков. Этот момент отражен на временной серии смещения пункта BZ09, расположенного в 1.5 км от жерла вулкана Безымянный. Наиболее интересно смещения пункта до и после извержения 24 декабря 2006 г. За 15 дней до извержения динамика движения пункта резко изменилась, во время извержения произошел резкий скачек, далее, в течении 25 дней сохранялась приобретенная до извержения аномальная скорость движения, после чего, характер движения пункта вернулся к первоначальному. Такое поведение пункта характеризует процесс подготовки извержения, эксплозивный процесс, а также пост эруптивный процесс относящиеся к извержению вулкана Безымянный 24 декабря 2006 г.

Наблюдения, проведенные в 2007-2008 году, выявили сходные деформационные процессы, связанные с вулканической активностью.

Сеть постоянных GPS станций регистрирует поверхностные проявления деформационных процессов связанных с активностью вулканов Безымянный и Ключевская сопка. Использование сети GPS станций позволяет оценивать, в том числе и длиннопериодные деформационные процессы, которые невозможно зарегистрировать с помощью сети сейсмических станций. Комплексные наблюдения с помощью сейсмической и GPS аппаратуры позволяют получить наиболее полные данные о глубинных процессах и механизмах внедрения магмы в поверхностные слои земной коры.

О ПРИРОДНОМ АЛГОРИТМЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ДОЛГОСРОЧНОМ ПРОГНОЗЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Л.М. Филинский

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан. e-mail: ignkis@ail.ru

Что и говорить: неблагоприятное это дело – предсказания. Тем более – «черные». А речь пойдет о долгосрочном прогнозе катастрофических землетрясений, предвестники которых специалисты безуспешно пытаются уловить в каждом сейсмоопасном районе планеты.

Статистика знает все – утверждали классики советского юмора и сатиры, которые, кстати, в своих бессмертных «12 стульях» не забыли осложнить сюжет с приключениями великого комбинатора разрушительным Ялтинским землетрясением 1927 года. Но предмет обсуждения весьма и весьма далек от юмора: по данным мировой статистики за десятилетие, в среднем, количество жертв от землетрясений составляет десятки (а то и сотни – припомним недавние Суматринскую, Кашмирскую и Сычуаньскую катастрофы!) тысяч человек, не считая экономического ущерба от разрушений. Но еще больший ущерб, как справедливо отмечал акад. М.А. Садовский, может принести публичное оглашение недостоверных предсказаний. Тем не менее, долгосрочный прогноз необходим, чтобы своевременно расширить комплекс защитных мероприятий.

Для долгосрочного прогноза катастрофических землетрясений в Ферганском и Иссык-кульском сегментах Тянь-Шаня автором был разработан феноменологический системно-сеймотектонический анализ (ССТА), в основу которого взяты **методы матричной систематики** и **сеймотектонического районирования**. Оба метода, в свою очередь, базируются на едином концептуальном основании – идее симметрии, отражающей сбалансированные интегральные соотношения причинного действия и противодействия и соответствующие законы сохранения. Генетическая и функциональная матричные классификации землетрясений построены в общесистемных координатах, роль которых играют философские категории: *причина-условие*, *время-пространство*, *следствие*, конкретизированные для системы сеймотектонических событий (жирным курсивом выделены тотальные, обычным – локальные системообразующие факторы). Обе классификации (*стендовая иллюстрация*) отвечают соответствующим философским аспектам рассмотрения проблемы: *онтологическому* (от *причины* к *следствию*) и *гносеологическому* (от *следствия* к *причине*) и связаны между собой причинно-следственными отношениями следующим образом: основанием генетической (онтологической) матрицы принимается *причинный фактор* – степень воздействия *приливно-отливных сил* на конкретный геоблок подвижной зоны в полном спектре их соотношений как генетических связей *внешнего действия* (левая половина матрицы) и *внутреннего противодействия* (ее правая половина). В свою очередь, основанием функциональной (гносеологической) классификации является *следствие* – сеймотипы событий: полный спектр соотношений между событиями **гравитационной и инерционной природы**, проявленными в конкретной сейсмозоне. Функциональная классификация позволяет выявить в генерализованном виде **причинную связь** всех пространственно-временных состояний – генетические серии землетрясений («**сейсмогенерации**»: *приливы – отливы*), тогда как генетическая матрица – их **следственную функциональную связь**: генерализованное соотношение между **гравитационными (шоковыми)** и **инерционными («роевыми»)** событиями. Эти генерализованные соотношения и являются имманентным свойством Системы сеймотектонических процессов, на которое в практике сейсмологических исследований мало обращают внимания. Более того: сама мысль о систематике землетрясений даже специалистам-сейсмологам кажется абсурдной, а идея их долгосрочного прогноза основательно дискредитирована.

Природа *шоковых* и *роевых* событий отражает фундаментальный *принцип эквивалентности* гравитирующей и инерционной масс, сформулированный Эйнштейном в ОТО. Этот же принцип является обоснованием системности событий одного энергетического класса в конкретном районе, что дает возможность их долгосрочного прогноза. В свете вышеизложенного, автором разработана таксономия сеймотектонических событий в строгом соответствии с системообразующими факторами, графическая интерпретация которых выполнена с помощью упомянутых выше классификационных матриц. Более детальное

описание позиции Системы сейсмостектонических событий в общем геонимическом ансамбле с характеристикой системообразующих факторов-координат изложено в предыдущих авторских публикациях [Филинский, 1997; и др.].

По результатам анализа матричных классификаций представляются выводы, имеющие принципиальное значение в теории и практике сейсмостектонических исследований. Главным же выводом является иллюстрация относительного характера соотношений различных сейсмотипов – в зависимости от причинного и временного факторов сейсмогенеза, а также роли соотношений геодинамических процессов растяжения и сжатия. Таким образом, *следствие* выражает не только возможное число типов и энергетических классов событий, но и, главным образом, их **функциональную связь** в форме соотношений полярно-противоположных внутрисистемных свойств: гравитационных (*шоковых*) и инерционных (*роевых*) сейсмотипов землетрясений – в генетической классификации, *приливных* и *отливных* их серий – в функциональной классификации. Собственно, сама система представляется как диалектическое единство внутрисистемных противоположностей: наиболее вероятные значения системных свойств, описываемых максимальными значениями логарифмической функции и минимальными – экспоненциальной, на матрице интерпретируются классами, образующими диагональную полосу, идущую с верхнего левого угла матрицы на ее правый нижний, а наиболее вероятные значения полярных им свойств, описываемых максимальными значениями экспоненциальной функции и минимальными – логарифмической, – классами, образующими, в свою очередь, диагональную полосу, идущую с левого нижнего на правый верхний угол матрицы. Полученный инверсионный крест наглядно иллюстрирует весь спектр соотношений полярных системных свойств, явления их инверсии и редукции, *прямой и обращенной периодичности*, дивергенции и конвергенции в приливно-отливном цикле развития Системы сейсмостектонических событий, являясь в буквальном и переносном смыслах «квинтэссенцией» структуры матрицы. Именно благодаря инверсионному кресту, матричная классификация при систематике конкретных явлений трансформируется в графическую интерпретацию теории исследуемых природных процессов, представляя собой, в конечном счете, эффективный инструмент феноменологического прогноза. Матричная систематика сейсмостектонических событий позволила открыть **природный алгоритм последовательности землетрясений** в конкретном сейсмическом районе: *прямую последовательность в приливной серии (гравитационный шок – инерционный рой)* и *обращенную последовательность в отливной серии (инерционный рой – гравитационный шок)*. Этот алгоритм и лег в основу метода ССТА. Такой анализ выполнен на примере Ферганского (Западно-Тяньшаньского) и Иссык-кульского (Восточно-Тяньшаньского) сегментов Тянь-Шаня для событий с магнитудой $M > 7,5$ (энергетический класс >17), по результатам которого представляется вероятностный каталог катастрофических землетрясений (*см. ниже*) для этих тектонически сопряженных областей, разделенных Ферганским трансформным разломом. Ферганский разлом (с северным продолжением, замаскированным рядом межгорных впадин), являясь естественной границей этих областей, играет роль оси симметрии пространственно-временных событий отраженного сейсмогенеза. В данном каталоге параметры ожидаемых событий даны в соответствии с их матричной классификацией, позволяющей получить не только вероятные оценки силы, места и времени ожидаемого события, но и полную характеристику его фокального механизма: генезис (прилив – отлив), уровневый класс гипоцентра, геодинамические соотношения растяжения – сжатия, вертикальных – горизонтальных подвижек, а, главное, его конкретный сейсмотип – *гравитационный шоковый* либо *инерционный роевой* из всего спектра их соотношений (от *гипершока* до *гиперроя*).

Составление каталога прогнозируемых катастроф выполнялось в следующей последовательности:

1) Выборка из базы данных сейсмических событий соответствующего энергетического класса с выноской их на геотектоническую схему Тянь-Шаня. (Традиционно выносят все события – с выделением наиболее сейсмоопасных районов по максимальным значениям частот и магнитуд).

2) Сейсмостектоническое районирование Ферганского и Иссык-кульского сегментов Тянь-Шаня, иллюстрирующее пространственно-временную связь событий одного энергетического класса.

3) Классификационная идентификация реальных событий, их генетические, пространственно-временные и функциональные связи.

4) Установление системных связей между катастрофическими событиями прошлого сеймотектонического цикла (конец XIX –начало XX веков) и наступившего (конец XX века – начало XXI века с определением временного шага между событиями и циклами). Так, для Ферганских серий катастроф определен временной шаг между сеймотектоническими циклами катастрофических землетрясений, составляющий около 120,5 лет, а между последовательными событиями в каждой серии – 6 –8 лет.

Матричная систематика происшедших и прогнозируемых событий с характеристикой их системных параметров представлена на стенде. Также дана стендовая иллюстрация пространственного распределения этих событий на схеме сеймотектонического районирования срединной провинции Тянь-Шаня – его Ферганского и Исык-кульского сегментов.

Автором в 1996 году был дан долгосрочный прогноз катастрофических событий по Ферганскому и Исык-кульскому сейсмическим областям [опубликован в 1997 г.]. В том каталоге координаты катастрофического землетрясения, ожидаемого в середине 1998 года на северной границе Ферганской сейсмической области, были указаны ошибочно. Фактически оно произошло на южной границе этой области Тянь-Шаня – в пограничной зоне Афганистана и Таджикистана. Тем не менее, по всем ожидаемым параметрам, кроме координат, прогноз оправдался. (Очень вероятно, что имел место эффект «сейсмогенной бифуркации»). Природа «разыгрывала» свои варианты: в прошлом цикле в обеих областях отмечено по два катастрофических события на северной и южной их границах, а в ныне завершённой Ферганской серии– три события на южной границе и лишь одно – Суусамырское – на северной). Ферганская серия катастрофических событий завершилась 5 октября 2008 года гипершоком на Киргизско-Китайской границе. Это событие прогнозировалось на конец 2005 – начало 2006 года: задержка по времени, вероятно, была обусловлена рядом последних катастрофических событий, имевших место в Юго-Восточной Азии (Суматра, Кашмир, Китай). Наступает черед аналогичной серии в Исык-кульском сегменте. По представленному каталогу, начало прогнозируемой серии ознаменуется гипершоком в районе Кашгара в конце 2009 года, где она и завершится (немного восточнее) также гипершоком – в 2030-31 г.г. В интервале между этими событиями ожидаются два роя разрушительных землетрясений, один из которых прогнозируется в 2017 году непосредственно к ЮЗ от г. Алматы.

И ССТА, и системно-вулканологический анализ рифтогенных и коллизионных структур, и системно-рудноформационный анализ горнорудных районов характеризуются единой методологией: синтезом двух направлений – генетического и тектонического. Достоверная генетическая интерпретация событий должна дополняться достоверной интерпретацией соответствующих схем районирования. Именно методология системных исследований позволит более корректно вести исследования по указанным и любым другим направлениям [Ракишев, Филинский, 2004; 2008; и др.].

КАТАЛОГ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ,

прогнозируемых в Иссык-кульском сегменте Тянь-Шаня

Катастрофические события: магнитуда $\geq 7,5$ (энергетический класс $K > 17,0$);

(Долгосрочный прогноз по данным системно-сейсмотектонического анализа с учетом симметрии Ферганской и Иссык-кульской серий)

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРОЯТНОГО СОБЫТИЯ						
Дата Год, месяц	Координаты эпицентра <i>Широта./долгота</i> <i>(в градусах)</i>	Гипоцентр, км	Сейсмотип, <u>Шоковый</u> <i>роевой</i>	Характер очаговой геодинамики (фокальный механизм)	Характер движений <u>Вертикальные</u> <i>горизонтальные</i>	Крупные адм.-хоз. пункты в контуре плейстосейстовой зоны <i>(в скобках – вероятная оценка магнитуды M)</i>
Западно-Тяньшаньская (Ферганская) сейсмическая область. <i>Суусамыр-Заалайская («Мерке – Беловодская») система катастрофических событий:</i>						
2006.1 (фактически – – 5.10.2008 г).	39,8° ./ 74,3°	20-25	<i>гипершок</i>	«Отлив», сжатие	<i>вертикальные</i>	Пос. Улугчат (КНР) ($\geq 8,0$), Аналог Беловодское з., 1885 г.
Восточно-Тяньшаньская (Иссык-кульская) сейсмическая область <i>«Чилик-Кеминская» система катастрофических событий*</i>						
2009.12	39,5./ 76,0	20-25	<i>гипершок</i>	«Прилив», растяжение	<i>вертикальные</i>	г.Кашгар, КНР ($>8,0$) Аналог –Заалайское з., 1985 г.
2017.03	43,0 ./ 76,5	15-20	<i>гиперрой</i>	«Прилив», сжатие	<i>горизонтальные</i>	Каскелен (7,5), Алматы(>7), Аналог – Суусамырское з., 1992 г.
2023.01	41,0 / 79,0 ?	15-20	<i>гиперрой</i>	«Отлив», растяжение	<i>горизонтальные</i>	Ушу, КНР ($>7,5$) Аналог – Афгано-Таджик. з., 1998 г.
2030**	39,5/76,5	20-25	<i>гипершок</i>	«Отлив», сжатие	<i>вертикальные</i>	г. Кашгар, КНР (8,0) аналог – Киргизско-Китайское, 2008.
<p>Примечания: * – После реализации очередного события каталог требует уточнения. ** – Максимальный срок ожидания – до мая 2031 года включительно.</p> <p><i>Шок</i> – единичный толчок, сопровождаемый последующей малой серией слабых афтершоков. <i>Рой</i> – серия разрушительных толчков, предваряемых форшоками и сопровождаемых многочисленными афтершоками. Продолжительность – до года. <i>Гипершок</i> – четко выраженный шок, <i>гиперрой</i> – четко выраженный рой. Точность прогноза ± 32 недели.</p>						
Прогноз составлен 06-08.1996 года, откорректирован 06.10.2008 г. Составил Л.Филинский						

Список литературы

Ракишев Б.М., Филинский Л.М. О методе матричной систематики // Известия НАН РК, Серия геол., 2003. № 6. С. 54–65.

Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Геонимический ансамбль позиционных природных систем // Там же. 2004. № 3/4. С.17–29.

Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Фрактальный анализ ансамбля фундаментальных природных систем // Материалы XLI Тектонического совещания: «Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики». Т.П. М., 2008. С. 138–142.

Филинский Л.М. Геотектоника и геодинамика: картографический аспект (принципы геотектонического районирования) // Там же. С. 374–378.

Филинский Л.М. О методологии системных исследований (к общей теории систем) // Известия НАН РК Серия геол., 2008. № 2. С. 75–84.

Филинский Л.М. Унифицированный классификационный макет на базе обобщенной модели системы // Тезисы докладов на Всесоюзном совещании «Рудные формации структур зоны перехода континент – океан» Магадан, 1988. Т.1. С. 149.

Филинский Л.М. Теория и практика систематики / Доклад на III Всесоюзной конференции «Системный подход в геологии». Материалы конференции. М., 1989.

Филинский Л.М. К систематике землетрясений (генетический аспект феноменологического прогноза) / Сб. тезисов докладов «Топорковские чтения», вып. III, г. Рудный, 1997. С. 353-355.

Филинский Л.М. Матричная систематика сейсмостектонических событий. / Сб. материалов международной конференции «Самоорганизация природных, техногенных и социальных систем, междисциплинарный синтез фундаментальных и прикладных исследований». Алматы, 1998.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ И ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ БАЗАЛЬТЫ НА КЛЮЧЕВСКОМ ВУЛКАНЕ И ИХ РАПРОСТРАНЕНИЕ

А.П. Хренов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, 119017, e-mail: Khrenov@igem.ru

Современные базальтовые извержения на Камчатке сосредоточены, главным образом, в Ключевской группе вулканов. Это извержения как центрального, так и ареального вулканизма. В региональном плане Ключевская группа вулканов находится в Центральной Камчатской депрессии. На большей части территории Камчатки, как и в других переходных зонах: континент - океан, магнезиальные базальты редки и встречаются обычно лишь среди базальтов одноактных форм ареальных зон или в виде отдельных потоков в постройках некоторых вулканов центрального типа [Волынец и др. 1976]. В пределах постройки Ключевского вулкана доля магнезиальных базальтов по отношению к глиноземистым составляет доли процента.

Предлагается вулканы центрального типа (стратовулканы) считать следствием сфокусированного магматизма, а вулканизм ареального типа, представленный многочисленными шлаковыми конусами (моноконическими вулканами) – продуктом рассеянного магматизма. Формами его проявления являются небольшие шлаковые конусы с лавовыми потоками или без них. В результате применения комплексных методов исследования, установлено, что формирование Ключевского вулкана и шлаковых конусов на его склонах происходит в результате сочетания двух типов вулканизма: центрального и ареального, имеющих разные магматические источники. Выделена ареальная зона шлаковых конусов на склоне Ключевского вулкана и идентифицированы все шлаковые конусы на его склонах как продукты центрального или ареального вулканизма.

Созданы новые оригинальные цифровые карты масштаба 1:100000 вулканов Ключевской группы и Ключевского вулкана (рис. 1). На них отображены все современные лавовые потоки, показаны и идентифицированы шлаковые конусы центрального и ареального вулканизма, дана их «послойная» петрохимическая характеристика, указан возраст, составлена структурно-тектоническая схема восточного и северо-восточного склонов Ключевского вулкана.

Проведенный автором петрохимический и геохимический анализ пород шлаковых конусов и лавовых потоков на склоне и у подножья вулкана показал, что на Ключевском вулкане преобладают два типа базальтов: магнезиальные ($MgO = 12,0-8,0\%$, $Al_2O_3 = 15,0-13,0\%$, здесь и далее в мас.%) и глиноземистые ($Al_2O_3 = 19,0-17,0\%$, $MgO = 5,0-4,0\%$) нормальной щелочности известково-щелочной серии. Это типичные базальты островных дуг. Были выделены высокомагнезиальные базальты с содержанием MgO от 12% до 9%; магнезиальные (промежуточные, как результат смешения двух магм) с MgO от 8% до 6% и глиноземистые с MgO от 5% до 4%. Все эти разновидности базальтов хорошо изучены, а результаты петрографических, минералогических и геохимических исследований опубликованы в многочисленных работах [Влодавец, 1940; Набоко, 1947; Пийп, 1956; Кирсанов, 1971; Ермаков, 1974, 1977; Хренов и др., 1991, 2002, 2006, 2007].

В отличие от побочных извержений, которые, как правило, происходят по субрадиальным трещинам на склоне вулкана, – извержения в ареальной зоне контролируются разломами, определяющими заложение самой зоны. Наибольшая их концентрация сосредоточена в местах пересечения линейных и концентрических зон разломов в юго-восточном секторе подножья вулкана.

Только лавы двух извержений (1932 и 1938 гг.) на склоне вулкана имеют переменный состав, причем он менялся в определенной последовательности:

Извержение группы Туйлы (1932 г.) – это первое историческое извержение ареального вулканизма на Камчатке. Оно начиналось (Киргурич) с магнезиальных базальтов в начале извержения (7, 6-8,5% MgO) и заканчивается (Биокось) высокомагнезиальными – к концу (8,8-10,1% MgO). При этом извержения вулканов и каждый новый эруптивный центр начинался с магнезиальных базальтов, а заканчивался высокомагнезиальными базальтами. Вариации изменений химического состава лав никак не зависели от объема изверженного материала.

Базальты промежуточного магнезиального состава (8,5-8.8% MgO) оставались практически постоянными в ходе извержения конуса Туйла.

Во время извержения Билукая (1938 г.) – через верхние взрывные воронки (Козей) вместе с резургентным материалом выбрасывались ювенильные глиноземистые базальты (MgO = 5,6%), через расположенный ниже по склону эруптивный центр, Тиранус, – базальты промежуточного состава (MgO = 6,3%), а из нижнего шлакового конуса Билукая, на поверхность продуцировались в первых

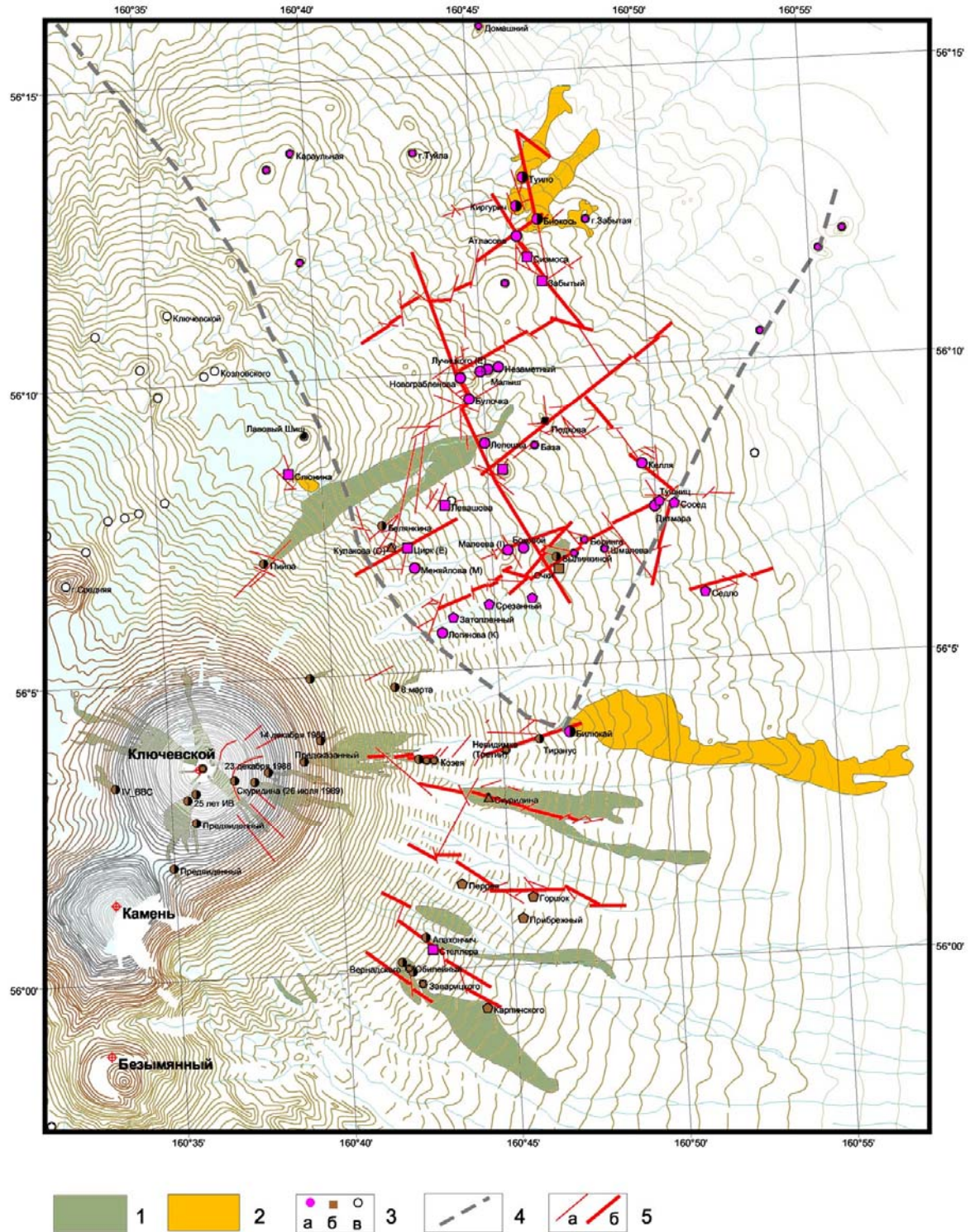


Рис. 1. Цифровая карта Ключевского вулкана. 1 – лавовые потоки; 2 – лавовые потоки ареального вулканизма; 3 – шлаковые конусы ареального вулканизма (а), побочные прорывы (б); 4 – зона ареального вулканизма; 5 – структурно-тектонические нарушения третьего (а) и второго (б) порядков

порциях – базальты промежуточного состава ($MgO = 6,7\%$), а к концу извержения они сменились на высокомагнезиальные ($MgO = 8,2\%$). Извержение 1938 года имело смешанное происхождение, когда в нем участвовали глиноземистые магмы центрального вулканизма и магнезиальные – ареального.

Установлено, что в ходе извержений Ключевского вулкана, начиная с 1945 года и до настоящего времени, состав лав Ключевского вулкана остается неизменным и отвечает высокоглиноземистым базальтам независимо от гипсометрического уровня выхода лавы на поверхность (в интервалах высот от 800 м до 4900 м). Кристаллизационная дифференциация в магме глиноземистого состава, отсутствует и никак не проявляется в современных островодужных базальтах [Хренов и др., 1991, 2002].

Установлено также, что все лавы высокомагнезиальных базальтов ($MgO = 12,0-8,0\%$), шлаковых конусов на склоне Ключевского (Слюнина, Булочка и др.), сохраняют постоянство химического состава от начальных порций к конечным. Генетически они не связаны с Ключевским вулканом и принадлежат к зоне ареального вулканизма [Хренов и др., 1999, 2002]. Извержения моногенных вулканов или шлаковых конусов в ареальной зоне происходят по линейным разломам. Магма поступает с больших глубин, чем при извержениях центрального типа. Она не образует ни периферических очагов, ни магматических камер. Источниками питания ареального вулканизма служат межпластовые силлы.

Список литературы

Влодавцев В.И. Ключевская группа вулканов // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1940. № 1. 124 с.

Вольнец О.Н. Вариации распределения стронция в четвертичных лавах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология, 1981. № 2. С. 26-35.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 233 с.

Кирсанов И.Т., Марков И.А. Эволюция базальтов в процессе формирования Ключевского вулкана // Проблемы глубинного магматизма, М.: Наука, 1979. С. 80-96.

Набоко С.И. Извержение Билокая – побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 году // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции, 1947. № 5. 134 с.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии, 1956. Вып. II. 309 с.

Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т. и др. Ключевской вулкан // Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991. С. 106-145.

Хренов А.П., Маханова Т.М., Богатиков О.А., Платэ А.Н. Результаты аэрокосмических исследований вулканов Камчатки (Ключевская группа вулканов) // Вулканология и сейсмология, 2002. № 2. С. 3-20.

Хренов А.П., Лексин А.Б. Современный вулканизм и геодинамика Камчатки / Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Коваленко. Колл. моногр. Часть 1. Типы магм и их источники в истории Земли: Магматизм и геодинамика – главные факторы геодинамики Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 321-344.

Хренов и др. Новейший вулканизм: закономерности его активности и сопутствующие катастрофические следствия. Направление 2 / Под ред. Н.П. Лаверова. Колл. моногр. Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 35-80.

ДЕСЯТЬ ЛЕТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КАМЧАТСКОГО ФИЛИАЛА РЭС ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ДОСТИЖЕНИЯ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ

В.Н. Чебров, В.А. Салтыков, Ю.К. Серафимова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский,
e-mail: chebr@emsd.ru

В соответствии с картой общего сейсмического районирования территории России ОСР-97 на Камчатке сильные землетрясения $M > 7.0$ происходят в среднем раз в 3-4 года; $M > 8.0$ – в 50–60 лет. На территории г. Петропавловска-Камчатского эти землетрясения вызывают сотрясения 7 баллов в среднем один раз в 30-40 лет, 8 баллов – 90-110 лет, 9 баллов – 500-700 лет. Безопасность населения и снижение экономических потерь от сильных землетрясений определяется знанием реальной сейсмической опасности, сейсмостойкостью зданий и сооружений, готовностью служб и органов власти к стихийному бедствию. Существенное значение для уменьшения последствий сильных землетрясений имеет прогноз времени, места и энергии сильных землетрясений. Это дает возможность проведения превентивных мероприятий.

Возможность прогноза времени, места и энергии сильных землетрясений определяется изученностью пространственно-временных закономерностей сейсмичности конкретного региона и ее отражения в параметрах геофизических полей (сейсмометрические, гравиметрические, магнитометрические, геодезические и др. данные), в геохимических и гидрогеологических характеристиках района и т.д. В зависимости от времени упреждения различают три вида прогнозов: долгосрочный; среднесрочный, краткосрочный. Долгосрочный прогноз (время упреждения более года) - по существу попытка локализации оценок общего сейсмического районирования в пространстве и времени.

Среднесрочный прогноз сильных землетрясений (время упреждения от месяца до года) основывается на закономерностях сейсмического режима конкретного региона и на отражении процессов подготовки этих землетрясений в параметрах геофизических полей. Методы среднесрочного и долгосрочного прогнозов в России и мире наиболее разработаны и могут лежать в основе принятия решения о проведении превентивных мероприятий. Краткосрочный прогноз сильных землетрясений (время упреждения от часов до нескольких недель) до настоящего момента на уровне имеющихся знаний является нерешенной проблемой.

Задача своевременной и надежной оценки текущей сейсмической опасности для г. Петропавловска-Камчатского крайне важна. В настоящее время пока невозможно говорить о надежном и точном краткосрочном прогнозе времени, места и энергии сильных землетрясений. Однако имеются многие успехи (в том числе и на Камчатке) в методах долгосрочных, среднесрочных да и краткосрочных оценок сейсмической опасности.

Экспертная оценка состояния и развития сейсмической и вулканической активности на Камчатке с февраля 2006 г. проводится Камчатским филиалом Российского экспертного совета (КФ РЭС). КФ РЭС был создан в соответствии с Положением о РЭС, утвержденным совместным решением РАН и МЧС России 15 марта 2003 г. До 2006 г. (с 1998 г.) эти функции выполняло Камчатское отделение Федерального центра прогнозирования землетрясений. Основная функция КФ РЭС – оперативная оценка сейсмической опасности, прогноз землетрясений и извержений вулканов, возможных последствий их воздействий. На этом этапе мониторинга производится комплексирование более 20 методов прогноза [Гордеев, Салтыков, Серафимова, 2004; Сеньюков, 2006]. В настоящее время в работе КФ РЭС принимают участие шесть научно-исследовательских организаций:

- Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН);
- Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН);
- Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН (ИКИР ДВО РАН);
- ФГУП "Камчатгеология";
- Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН, Москва);
- Физико-технический институт РАН (ФТИ РАН, Санкт-Петербург).

Кроме того, рассматриваются прогностические оценки, сделанные частными лицами. С 2006 г. в работе РЭС регулярно участвует представитель Центра мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций ГУ МЧС по Камчатской области.

При оценке сейсмической опасности рассматриваются следующие основные методы наблюдений за предвестниками сильных землетрясений:

сейсмологические

- вариации крутизны спада огибающей коды слабых местных землетрясений (КФ РАН, ИВиС ДВО РАН) [Абубакиров, Гусев, Гусева, 1998; Gusev, 1997];
- алгоритм М6 - комплексное использование большой совокупности различных сейсмологических параметров (ИВиС ДВО РАН) [Широков, 2001];
- обнаружение сейсмических затиший методами RTL и Z-тест (ИФЗ РАН, КФ ГС РАН) [Салтыков, Кугаенко, 2000; Соболев, Тюпкин, 1996; Wyss, Habermann, 1988];
- параметр TAU (вариации отношения скоростей сейсмических волн V_p/V_s), данные поля напряжений (ИФЗ РАН) [Славина, Мячкин, Левина, 2004].;
- - мониторинг сдвиговых напряжений по азимутальным вариациям отношения скоростей сейсмических волн (ИФЗ РАН) [Гарагаш, 1998]
- прогноз магнитуды и времени землетрясения методом «Критическое ускорение сейсмичности (КУС)» (ИФЗ РАН) [Соболев, Пономарев, 2003];
- временные изменения средних значений временных интервалов между сейсмическими событиями и их коэффициент вариации (ФТИ РАН) [Томилин, Дамаскинская, Павлов, 2005];

геофизические

- скважинные гидрогеодинамические предвестники – вариации уровня воды в скважин (КФ ГС РАН) [Копылова, 2006];
- гидрогеодеформационный (ГГД) мониторинг - гидрогеологический эффект Вартапяна-Куликова (ФГУП "Камчатгеология") [Вартапян, Куликов, 1982];
- анализ атмосферно-ионосферных процессов (сводное заключение ИКИР ДВО РАН) [Богданов и др., 2004];
- вариации параметров высокочастотного сейсмического шума, связанные с изменением приливной чувствительности среды перед сильными землетрясениями (КФ ГС РАН) [Рыкунов и др., 1998; Салтыков, Сеницын, Кугаенко, 2007];
- вариации электротеллурического поля (ИВиС ДВО РАН) [Мороз, Мороз, Назарец, 2004];
- скважинные геоакустические измерения; измерения электрической составляющей электромагнитного поля Земли в СНЧ-диапазоне частот с помощью подземной антенны; мониторинг изменений плотности воды в скважине (ИВиС ДВО РАН) [Гаврилов и др., 2006];

геохимический

- вариации химического состава воды в скважинах и источниках (КФ ГС РАН) [Хаткевич, Рябинин, 2006];

геодезический

- изменения положения GPS пунктов (КФ ГС РАН) [Левин, Магуськин, Бахтиаров, 2006];

астрономический

- расчет силового воздействия на конкретную территорию по данным движения объектов Солнечной системы (А.Я. Лездиньш, частное лицо).

Заседания КФ РЭС проводятся, как правило, еженедельно. При нештатной обстановке (усиление сейсмической и вулканической активности или прогнозы сильных землетрясений от других организаций и физических лиц) заседания проводятся так часто, как это необходимо. За 10 лет работы проведено более 500 заседаний. Заключение о сейсмической и вулканической опасности передаются в РЭС, областную и городскую администрации, Главное Управление МЧС России по Камчатской области, Геофизическую службу РАН; центр "Антистихия" МЧС РФ; управление ФСБ по Камчатской области. Передача заключений в средства массовой информации осуществляется через пресс-центр ГУ МЧС по Камчатской области.

В соответствии с экспертной оценкой КФ РЭС по совокупности независимых методов долгосрочного и среднесрочного прогнозирования сильных землетрясений в ближайшие годы

с вероятностью около 60% в районе полуострова Камчатка возможно возникновение землетрясения с магнитудой $M \geq 7.5$, которое может вызвать в районах восточного побережья Камчатки и на Курильских островах сотрясения с интенсивностью 7 и более баллов. В случае возникновения ожидаемого землетрясения высока вероятность сильного цунами [Чебров, Салтыков, Серафимова, 2006].

Среди основных задач КФ РЭС, связанных с экспертной оценкой состояния и развития сейсмической и вулканической активности на Камчатке, значительное место занимают задачи систематизации выявленных по различным методам предвестников землетрясений и оценка их эффективности.

В 1998 – 2008 гг. в Камчатском регионе произошло более 20 землетрясений с магнитудой $M > 6.0$, большинство из которых предварялись предвестниками. Очевидно, что выявленные предвестники и данный по ним прогноз являются для конкретного землетрясения успешными. Однако следует отметить, что проявления большинства из выявленных предвестников и их связь с параметрами землетрясений носят нестабильный (хаотический) характер.

Рассмотрены результаты применения разработанных методик, алгоритмов и программ прогнозирования сейсмической опасности. Показаны выявленные предвестники землетрясений и примеры успешного прогноза. Приводятся описание методики расчета эффективности прогнозирования землетрясений и результаты расчета по каждому методу.

Необходимыми условиями для успешного решения задачи, связанной с получением надежных текущих оценок вероятности возникновения сильных землетрясений являются:

- разработка методики комплексного анализа предвестников различной природы;
- внедрение в систему комплексного геофизического мониторинга прямых измерений изменений состояния геологической среды (деформометрические, наклономерные, гравиметрические и др. наблюдения);
- развитие методов выделения (распознавания) предвестников сильных землетрясений и их комплексной экспертизы.

Рассмотрены перспективы комплексного использования всех возможных видов предвестников.

Выводы

Камчатка является ценнейшим исследовательским полигоном с высоким уровнем современной тектонической активности, определяющим ее сейсмичность и вулканическую активность. В связи с этим в регионе существует постоянная угроза возникновения чрезвычайных ситуаций природного и природно-техногенного происхождения, что требует выработки мер по снижению риска катастроф на основе современных научных разработок, в том числе совершенствование получения комплексной оценки состояния и развития сейсмической и вулканической активности для Камчатского региона. Для решения этих задач и предназначена, созданная система мониторинга и экспертной оценки состояния и развития сейсмической и вулканической активности.

Список литературы

Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Гусева Е.М. Отражение процесса подготовки Кроноцкого землетрясения 05.12.97 во временных вариациях скорости спада огибающих кодаволн слабых землетрясений // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. 1998. Петропавловск-Камчатский. КГАРФ. С. 112-120.

Богданов В.В., Бузевич А.В., Винницкий и др. О влиянии солнечной активности на атмосферные и сейсмические процессы Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2004. «Камчатский печатный двор». С. 259-278.

Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // ДАН. 1982. Вып. 2. С. 310-314.

Гаврилов В.А., Власов Ю.А., Денисенко и др. Опыт комплексных скважинных геофизических наблюдений в целях мониторинга состояния геосреды // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2006. № 2. Вып.8. С. 43-53.

Гарагаш И.А. Анализ изменений напряженного состояния земной коры при подготовке Кроноцкого землетрясения // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия, 1998. Петропавловск-Камчатский. С. 106-111.

Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Предвестники камчатских землетрясений (по материалам Камчатского отделения Федерального центра прогнозирования землетрясений, 1998-2004 гг.) // Вулканология и сейсмология, 2006. № 4. С. 3-13.

Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Левина В.И. и др. Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология, 2006. № 3. С. 6-27

Кириянов В.Ю., Чубарова О.С., Сениюков С.Л. и др. Группа по обеспечению безопасности полетов от вулканических пеплов (КВЕРТ): 8 лет деятельности // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 408-423.

Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле, 2006. № 1. Вып. № 7. С. 50-66.

Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтиаров В.Ф. и др. Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология, 2006. № 3. С. 54-67.

Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Назарец В.П. и др. Электромагнитное поле земли в изучении геодинамических процессов // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2004. «Камчатский печатный двор». С. 152-170.

Рыкунов Л.Н., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Характерные параметры высокочастотного сейсмического шума перед сильными камчатскими землетрясениями 1996 г. // Доклады РАН, 1998. Т. 361. № 3. С. 402-404.

Салтыков В.А., Кравченко Н.М. Параметры сейсмичности Камчатки в 2003 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2004. № 3. С. 36-45.

Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Сейсмические затишья перед двумя сильными землетрясениями 1996 г. на Камчатке // Вулканология и сейсмология, 2000. № 1. С. 57-65.

Салтыков В.А., Сеницын В.И., Кугаенко Ю.А. Мониторинг сейсмических шумов и его использование для прогноза сильных землетрясений на камчатке // Девятые геофизические чтения им. В.В. Федынского. Тезисы докладов. Москва, 1-3 марта 2007 г. М.: ЦГЭ, 2007. С. 84.

Сениюков С.Л. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000-2004 гг. // Вулканология и сейсмология, 2006. № 3. С. 68-78.

Славина Л.Б., Мячкин В.В., Левина В.И. Опыт применения кинематических предвестников сейсмического поля для прогноза землетрясений на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2004. «Камчатский печатный двор». С. 216-227.

Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканология и сейсмология, 1996. № 4. С.64-74.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Статистическая кинетика разрушения и прогноз сейсмических явлений // Физика твердого тела, 2005. Т. 47. Вып.5. С. 955-959.

Хаткевич Ю. М., Рябинин Г. В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке в связи с поиском предвестников землетрясений // Вулканология и сейсмология, 2006. № 4. С. 34-42.

Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Комплексная оценка сейсмической опасности на Камчатке в 2005 г. // Геофизический мониторинг Камчатки. (Отв.ред. В.Н. Чебров, Г.Н. Копылова). Петропавловск-Камчатский: «Оттиск», 2006. С. 185-193.

Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой $M=6-7.8$ по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 95-116.

Gusev A. Temporal variations of the coda decay rate on Kamchatka: are they real and precursory? // JGR, 1997. Vol.102. No. B4. P. 8381-8396.

Wyss M., Habermann R.E. Precursory seismic quiescence // Pageoph. 1988. V.126. P. 319-332.

**ОБ ОБЩЕПЛАНЕТАРНОЙ ПРИРОДЕ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ
КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СУМАТРИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
26 ДЕКАБРЯ 2004 Г., Mw =9.0**

В.А. Широков

Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: shirokov@emsd.ru

С развитием исследований по геодинамике и прогнозу землетрясений и по мере накопления данных по предвестниковым явлениям всё большее число исследователей приходят к выводу о важности разработки моделей подготовки землетрясений. К числу наиболее разработанных моделей относятся дилатантно-диффузионная, лавинно-неустойчивого трещинообразования, неустойчивого скольжения и фазовых превращений, активной иерархически структурированной геофизической среды, самоорганизованной критичности, консолидации [Соболев, 1993; и др.]. Критический обзор этих моделей сделан И.П.Добровольским [1991], автором модели консолидации, считающим, что наиболее контрастные и интенсивные динамические процессы происходят в фазе разрушения, на заключительной стадии краткосрочной подготовки землетрясений. Её длительность составляет примерно несколько недель, иногда месяцев или дней. Везде далее под долгосрочными и краткосрочными предвестниками и фазами подготовки землетрясений имеются ввиду интервалы, соответствующие времени упреждения длительностью более одного года и менее одного месяца соответственно.

Существенно, что ни в одной из известных моделей подготовки землетрясений практически не обсуждается вопрос о влиянии на зону их подготовки, включающую очаг будущего сейсмического события, общепланетарных космических воздействий, т.е. в рамках модельных представлений космические факторы не относятся к основополагающим. Например, в модели консолидации считается, что вдали от формирующейся области очага будущего землетрясения «перемещения блоков и плит не испытывают возмущений, связанных с подготовкой землетрясения». В модели самоорганизованной критичности (СОК-гипотеза) заложена идея самопроизвольной эволюции очагов землетрясений самого разного масштаба, включая сильнейшие события. Предполагается, что литосфера всегда находится в неустойчивом состоянии и возникновение в исследуемой зоне сильного землетрясения определяется некоторой вероятностью, зависящей от большого числа внутриземных факторов, но само событие возникает случайно.

Нами развивается альтернативный подход к разработке моделей подготовки сильных землетрясений и вулканических извержений, основанный на изучении влияния на них различных по своей природе общепланетарных космических воздействий [Абдурахманов, Фирстов, Широков, 1971, 1976; Широков, 1977, 1978, 2001, 2007, 2008]. Конкретная схема влияния космических факторов, с учётом промежуточных звеньев исследуемой взаимосвязи, была представлена и обсуждалась ещё в 70-е годы в обзорной работе [Широков, 1977]. Был сделан вывод, что в интервале периодов до нескольких десятилетий к числу главных факторов космического происхождения относятся электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца, а также электромагнитные и гравитационные поля в системе Солнца-Земля-Луна. Наиболее важное значение представляет изучение отклика геофизической среды на циклические, периодические и квазипериодические ритмы, связанные с солнечной активностью, лунно-солнечными приливами и изменением положения оси вращения Земли относительно звезд: солнечные сутки, 27-суточный ритм, связанный с вращением «активных» широт Солнца вокруг своей оси, земной год, 14-месячный чандлеровский период изменений размаха колебаний полюсов, приливные лунносолнечные ритмы с периодами от 29.5 суток до 18.6 г., а также 11-летняя, 22-летняя и вековая цикличности солнечной активности [Широков, 1977, 1978, 2001, 2007, 2008 и др.].

Основываясь на вышесказанном, предлагается концепция, в соответствии с которой Землю следует рассматривать как единую нелинейную самоорганизующуюся открытую колебательную систему, порождающую в определенные интервалы времени аномальные, мозаично распределенные глобальные тектонические напряжения, являющиеся следствием влияния на сеймотектонические и вулканические процессы общепланетарных космических факторов. Эти факторы рассматриваются в качестве основных при изучении современных

процессов взаимодействия тектонических плит, на границах которых происходит подавляющее большинство наиболее сильных тектонических землетрясений. В рамках этого подхода предложена планетарно-региональная модель подготовки тектонических землетрясений и вулканических извержений [Широков, 2001, 2007, 2008]. Её основой является тезис о том, что долгосрочная и краткосрочная фазы подготовки любого сильного землетрясения (скажем, с магнитудой $M = 7$ и более) существенным образом зависят от космических воздействий общепланетарного масштаба, т.е. в подготовке землетрясений всегда присутствует планетарная составляющая. Реализация этого подхода для решения задач прогноза позволила осуществить долгосрочный прогноз сильных землетрясений и вулканических извержений на ближайшие 20 и более лет для 20 регионов Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектонических поясов и для Земли в целом [Широков, 1977, 1978, 2001, 2008; Широков, Серафимова, 2006; и др.]. В соответствии с разработанными методами долгосрочного прогноза, например, показано, что на Камчатке извержения с объёмом вулканических продуктов более 0.3 и 1.0 куб. км ранее 2050 г. и 2068 г. соответственно не ожидаются. Разработан также алгоритм краткосрочного прогноза землетрясений (M_6), на основе которого в 1995-2008 гг. сделано 23 краткосрочных, со временем упреждения менее 16 суток, прогнозов времени, места и силы камчатских землетрясений с $M \geq 5.4$. Большинство прогнозов оправдались [Широков, 2001; и др.].

Цель данной работы заключается в обосновании планетарно-региональной модели подготовки сильных тектонических землетрясений на примере катастрофического Суматринского землетрясения 26.12.2004 г. с моментной магнитудой $M_w = 9.0$, в выяснении роли общепланетарных процессов и связанных с ними космических ритмов с периодами от одних суток до 11 лет при подготовке этого землетрясения, в выявлении его предвестников с разным временем упреждения. При изучении сейсмической подготовки Суматринского землетрясения за основу взят однородный каталог землетрясений NEIC Геологической службы США за период 1973-2008 гг. Приведём в тезисном виде результаты проведённых исследований.

По данным мировых землетрясений 1974-2009 гг. с магнитудой $M \geq 7$ для 32-месячных интервалов впервые для Земли в целом рассчитаны значения скорости V сеймотектонического движения (по определению Ю.В. Ризниченко [1985]). Суматринское землетрясение 26.12.2004 г. произошло на стадии самого длительного (1999-2008 гг.) и максимального по величине за последние 25 лет непрерывного роста значений V (рисунок). Как видно на рисунке, в вариациях V отчётливо выражены 4 максимума, каждый из которых приурочен к эпохам минимумов 11-летних циклов солнечной активности. Выявлена значимая отрицательная корреляционная связь V и 11-летних вариаций чисел Вольфа солнечной активности. Ранее эта связь была выявлена для сильных вулканических извержений и землетрясений различных регионов мира [Абдурахманов, Фирстов, Широков, 1976; Широков, Серафимова, 2006; и др.]. Таким образом, солнечная активность является одним из значимых космических факторов, оказывающих существенное влияние на сеймотектоническое деформирование Земли в целом, на что указывалось многими исследователями.

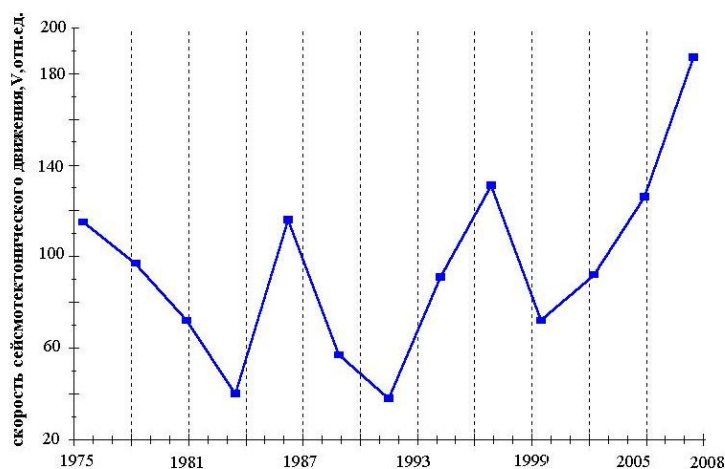


Рис. Вариации скорости V сеймотектонического движения, рассчитанной для Земли в 32-месячных последовательных окнах без перекрытий по данным землетрясений с магнитудой $M \geq 7$ за период 1975-2008 гг. Пояснения в тексте.

Для периода 1999-2004 гг. выявлен устойчивый рост V , рассчитанный по данным мировых глубоких ($H \geq 400$ км) землетрясений с магнитудой $M \geq 4$, причём после Суматринского землетрясения отмечен статистически значимый спад величин V . По данным глубоких землетрясений выявлен также краткосрочный предвестник: в течение трёх недель до и после Суматринского землетрясения еженедельные числа мировых землетрясений с $M \geq 4$ значимо различаются (60 событий до и 31 после), причём за неделю до Суматринского землетрясения произошло 30 событий, а на следующей неделе – только 9. Выявленные долгосрочная и краткосрочная предвестниковые аномалии вызваны изменением поля тектонических напряжений для Земли в целом, связанным с подготовкой землетрясения 26.12.2004 г., после которого, а также после его афтершока 28.03.2005 г. с $M=8,6$, основная часть накопленных глобальных тектонических напряжений была снята.

По данным мировых землетрясений с $M \geq 7.6$ для периода 2001- ноябрь 2004 г., т.е. до Суматринского землетрясения, рассчитана модифицированная скорость сейсмотектонического движения V , зависящая от солнечносуточной составляющей [Широков, Руленко, 2007], отдельно для экваториальной зоны (15 град. к югу S и северу N от экватора), где произошло Суматринское землетрясение и для более высокоширотных зон Земли. Показано, что в приэкваториальной зоне (17 событий) отмечалось сжатие, а для зоны севернее 15 град. N (11 событий) – растяжение. Южнее 15 град. S оценки не сделаны из-за малочисленности данных (2 события). Сделан вывод, что обнаруженные сейсмотектонические эффекты связаны с подготовкой Суматринского землетрясения, так как после его возникновения они уже не выражены. Для периода 1999-2004 гг. выявлены также статистически значимые долгосрочные предвестниковые аномалии на основе анализа приливного (29.5 суток), годового и чандлеровского (14 месяцев) космических ритмов. Отметим, что многими исследователями во многих регионах Земли выявлены «удалённые» предвестники разной природы за несколько часов-суток до Суматринского землетрясения, что указывает на глобальный характер геодинамических процессов, связанных с его краткосрочной подготовкой. Таким образом, подготовка Суматринского землетрясения связана с деформационными процессами общепланетарного масштаба в диапазоне космических ритмов от суток до нескольких лет. Полученные результаты могут рассматриваться в качестве обоснования и подтверждения планетарно-региональной модели подготовки сильных тектонических землетрясений.

Отметим, что выраженных региональных особенностей сейсмической подготовки в радиусе тысячи км от гипоцентра Суматринского землетрясения в течение 5 лет до его возникновения нами не выявлено. Ежегодно в этот период здесь происходило от 15 до 21 одиночных событий с $M \geq 5.0$. Можно обратить внимание лишь на полное сейсмическое затишье по уровню $M \geq 5.0$ в радиусе 300 км от будущего гипоцентра в период январь-июнь 2004 г. и на сильный форшок 02.11.2002 г. с $M=7.4$, который произошёл практически в гипоцентре будущего Суматринского землетрясения. Получается, как в поговорке: «Большое видится на расстоянии».

Список литературы

Абдурахманов А.И., Фирстов П.П., Широков В.А. Возможная связь вулканических извержений с цикличностью солнечной активности // XV Генеральная ассамблея МГСС. Тезисы докладов. Симпозиум: Вулканизм и землетрясения верхней мантии. М.: Наука, 1971. С. 3-4.

Абдурахманов А.А, Фирстов П.П., Широков В.А. Возможная связь вулканических извержений с 11-летней цикличностью солнечной активности // Бюлл. вулк.. станций. М.: Наука, 1976. № 52. С. 3-10.

Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука. 1991. 189 с.

Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. Геотектоника, 1970. №2. С. 30-76.

Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика . М.: Наука, 1977. С. 103-115.

Широков В.А. Влияние 19-летнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз // Геологические и геофизические данные о БТТИ 1975-1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 164-170.

Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой $M = 6-7.8$ по комплексу сейсмологических и геофизических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 95-116.

Широков В.А. О взаимосвязи перемещений географических полюсов с сильными землетрясениями и извержениями вулканов Земли // Сборник докладов ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога. 28-31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский. 2007. С. 190-201.

Широков В.А. Влияние космических факторов на возникновение сильных извержений вулканов Земли и проблема их долгосрочного прогноза // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 305-314.

Широков В.А., Руленко О.П. Новая методика исследования и сопоставления вариаций скорости сейсмотектонического движения и динамики электрического поля в приземном воздухе // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: IV междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 14-17 авг. 2007 г. Сб. докл. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 211-217.

Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2006. № 2. Выпуск № 8. С. 120-133.

VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНИЗМОМ

О СВЯЗИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ФОРМИРОВАНИЕМ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Б.Н. Абрамов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, e-mail: inrec.sbras@mail.ru

В разрезе раннепротерозойского удоканской серии выделяются три основных стратиграфических уровня меденосных отложений. Наиболее крупным (по запасам) является верхний стратиграфический уровень, представленный отложениями сакуканской свиты. В его пределах известны месторождения – Удоканское, Ункурское, Бурпалинское, рудопроявления – Лабазное, Сакуканское и др. Породы среднего стратиграфического уровня сложены отложениями александровской свиты, к которой приурочены рудопроявления – Озеро Медное, Кукугунда и др. Нижний стратиграфический уровень выделяется в объеме читкандинской свиты, где известно месторождение Красное, рудопроявления – Правый Ингамакит, Луна и др. (рис. 1).

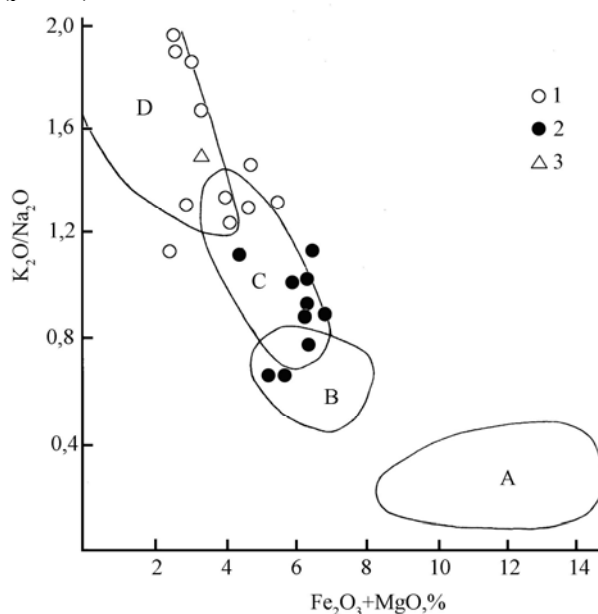


Рис. 1. Разрез отложений раннепротерозойского удоканского осадочного комплекса. 1 – песчаники; 2 – кварциты; 3 – прослои гравелитов, конгломератов; 4 – алевролиты; 5 – известняки, доломиты; 6 – слюдистые, глинистые сланцы; 7 – медистые песчаники; 8 – железистые песчаники.

Генезис медистых песчаников удоканской серии долгие годы является предметом острой дискуссии. К числу основных спорных вопросов относится источник меди. Ранее предполагали, что основными источниками меди в отложениях удоканской серии служили архейские сланцы, кварциты и гнейсы Алданского щита [Богданов и др., 1966; Лейтес, 1965; медистые..., 1977]. Очень важным в установлении природы медного оруденения являются факты участия в образовании медного оруденения вулканических процессов.

Медистые песчаники различных стратиграфических уровней характеризуются различным составом основных рудных минералов. Так, в медистых песчаниках сакуканской свиты наиболее распространенными рудными минералами являются борнит и халькозин. Ниже по разрезу удоканского комплекса в медистых песчаниках александровской и читкандинской свит доля борнит-халькозиновых руд уменьшается. В медистых песчаниках александровской свиты преобладают пирит-халькопиритовые руды, читкандинской свиты – пирит-халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые руды.

Важным для установления источников меди в отложениях удоканского осадочного комплекса является определение в гальках кислых эффузивов пуддингового горизонта сакуканской свиты медной минерализации, представленной, главным образом, мелко-рассеянной вкрапленностью борнита и халькопирита. Количество рудных минералов в среднем составляет 7% от объема пород. Наиболее распространенными рудными минералами являются борнит и халькопирит, менее развиты ковеллин, малахит. Размер рудных зерен достигает 0,05

мм. По данным атомно-абсорбционного анализа в меденосных гальках установлены следующие содержания элементов (г/т): Cu – 5000; Au – 0, 55; Ag – 9; Ni – 18; Zn – 230; Ti – 300; V – 50; Cr – 26; Rb – 8; Sr – 60 [Абрамов, 2008].

При микроскопическом изучении меденосных галек установлено, что они представляют собой рассланцованные, альбитизированные, окварцованные, карбонатизированные псаммитопелитовые туфы кислого состава. В породах содержатся обломки кварца и плагиоклаза, заключенного в тонкий агрегат кварца и “пропитывающего” его альбита, в котором угадываются контуры осколков раскристаллизованного кислого стекла. В борнитах развиты решетчатые структуры распада твердого раствора халькопирита. По данным П. Рамдора подобные структуры образуются при температурах около 225⁰ на начальных стадиях окисления руд или при воздействии механических напряжений [Рамдор, 1962]. Часто отмечаются борнит-халькопиритовые сростания.

Пуддинговый горизонт является составной частью разреза среднесакуканской подсветы. Как известно, основное медное оруденение в разрезе удоканского осадочного комплекса приурочено к верхнесакуканской подсвете. Пуддинговый горизонт представлен мелкозернистыми песчаниками с редкой хорошо окатанной галькой гранитоидов, яшмоидов, кварца (редко с включениями борнита, халькозина), риолитов, дацитов и их туфов с медной минерализацией. Мощность пуддингового горизонта достигает 500 м, протяженность – первые сотни км (рис. 2) [Бурмистров, 1989].



Рис. 2. Диаграмма М.Р. Бхатия $K_2O/Na_2O - Fe_2O_3^* + MgO$: поля, характеризующие песчаники различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина; 1 – песчаники кеменской серии; 2 – песчаники чинейской серии; 3 – песчаники чоруудинской свиты Угуйской впадины (среднее по 30 анализам [6]).

Петрохимические особенности кислых эффузивов галек пуддингового горизонта соответствуют островодужным эффузивам. Так, индексы ASI данных кислых эффузивов колеблются от 0,85 до 1,02, что указывает на формирование их в островодужной обстановке ($ASI = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$) [Интерпретация..., 2001]. Эти данные наряду с присутствием в составе читкандинской свиты граувакков говорят о прошедших здесь ранее субдукционных процессах. Важным фактом для реконструкции геодинамической обстановки в этот период и

датировки деятельности вулканической дуги является обнаружение в граувакках верхов читкандинской свиты мельчайших (50-80 мкм) неокатанных зерен цирконов с убедительными признаками их вулканической природы [Бережная и др., 1988]. Возраст цирконов по изотопному соотношению Pb^{207}/Pb^{206} оказался равным 2180 ± 50 млн. лет, что свидетельствует о времени функционирования вулканической дуги. Участие продуктов вулканических процессов в образовании медного оруденения подтверждаются описанием в меденосных отложениях Удоканского медного месторождения раскристаллизованных обломков вулканических стекол кислого состава [Петровский, 2005].

На современной поверхности Кодаро-Удоканской зоны вулканоплутонические структуры докембрийского возраста не выявлены. Они, вероятнее всего, были перекрыты пологими чешуйчато-покровными надвигами в процессе позднепротерозойского тектогенеза [Фалькин, Абрамов, 2003].

Об участии вулканических процессов в формировании медного оруденения удоканского осадочного комплекса свидетельствует наличие вулканогенно-осадочных образований в разновозрастных с кеменской серией меденосных отложениях (тоустайская, чоуродинская свиты) соседней с Удоканской Угуйской впадине [Давыдов, 1986; Феоктистов, 1992]. В рудовмещающих меденосных песчаниках чоруодинской свиты, отмечены обломочные зерна эффузивов кислого и среднего составов [Феоктистов, 1992]. О единстве процессов образования медного оруденения в Удоканской и Угуйской впадинах указывает развитие горизонтов яшмоидов имеющих вишневый и кирпично-красный цвет в разрезах меденосных отложений Угуйской впадины, и наличие галек яшмоидов, имеющих аналогичные цвета в пуддинговом горизонте меденосной сакуканской свиты удоканского комплекса. При этом отмечается сходство петрохимических составов песчаников сакуканской и чоруодинской свит, сформированных в обстановке пассивной континентальной окраины (рис. 2).

Таким образом, наиболее вероятным источником меди в отложениях удоканского осадочного комплекса служили вулканогенные образования зоны коллизии Сибирского кратона и Алдано-Станового континентального блока.

Список литературы

- Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В.** и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии // ДАН СССР, 1988. Т. 302. № 5. С. 1209-1212.
- Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Кутырев Э.И.** и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 386 с.
- Бурмистров В.Н.** О генезисе крупнообломочного материала кеменской подсерии удоканского комплекса Восточной Сибири // ДАН СССР, 1989. Т. 304. № 5. С. 1201-1204.
- Интерпретация геохимических данных // Учебное пособие. Под. ред. Склярова Е.В. М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.
- Давыдов Ю.В.** Нижнепротерозойские меденосные отложения Угуйской впадины (Южная Якутия) и их корреляция с удоканским комплексом // Литология и полезные ископаемые, 1986. № 3. С. 44-58.
- Лейтес А.М.** Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965. 184 с.
- Медистые песчаники Олекмо-Витимской горной страны. М.: Недра, 1977. 223 с.
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностранной литературы. 1962. 1132 с.
- Петровский П.П., Салихов В.С.** О проявлениях вулканизма на Удоканском месторождении меди (Восточная Сибирь), Материалы докладов VII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», М.: 2005. Т. 2. С. 166.
- Фалькин Е.М., Абрамов Б.Н.** Стратиграфические и псевдостратиграфические элементы в традиционном разрезе удоканской серии как отражение смены протерозойских геодинамических обстановок на северной границе раннего Тетиса (хребты Кодар и Удокан, Восточная Сибирь). Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания. М.: Изд-во МГУ. 2003. С. 161-164.
- Феоктистов В.П.** О Олекмо-Витимском поясе эпикратонных меденосных прогибов // Геология и геофизика, 1992. № 4. С. 9-17.

ПОВЕДЕНИЕ РТУТИ В АПАПЕЛЬСКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКАХ (КАМЧАТКА)

Ю.В. Алехин¹, Г.А. Карпов², С.А. Лапицкий¹, Р.В. Мухамадиярова¹, А.Г. Николаева²

¹Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова СО РАН, Москва,
e-mail: alekhin@geol.msu.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: karpovga@kscnet.ru

Апапельские горячие источники расположены в пределах Срединного хребта Камчатки, в правом борту верхней части долины р. Анавгай, поблизости от широко известного Чемпуринского рудопроявления ртути. Источники представляют собой поверхностные проявления высоко-температурной гидротермальной системы – Апапельской [Леонов, 1991].

По данным [Власов, Василевский, 1964] горячие источники приурочены к долгоживущей зоне Центрально-Камчатского глубинного разлома, сопровождающегося в районе Апапеля мощной и протяженной толщей окварцованных и каолинизированных пород. В основании стратиграфического разреза данного термального района залегают плиоценовые вулканогенные породы.

Тепловое питание источников обеспечивается близповерхностным магматическим очагом кислого состава и за счет более сложных процессов тепломассопереноса, происходящих в зонах глубоко проникающих разломов [Леонов, 1991].

Рассматриваемые нами термальные источники состоят из двух групп – Верхне- и Нижне Апапельских. Последние наблюдаются в пойме р. Анавгай, у бровки первой надпойменной террасы, близ устья ручья Апапель и отличаются от верхних терм меньшей температурой и минерализацией.

Под названием Верхне-Апапельских источников подразумеваются издавна известные местным жителям эвенам и корякам группа выходов горячих вод (грифонов) в верховьях круто падающего ручья Апапель (правого притока р. Анавгай). Это слабощелочные термы хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного, натриевого типа с максимальной температурой воды до 97°C, дебитом около 10 л/с и минерализацией до 1.50 г/л. Характерной химической спецификой для Апапельских терм является наличие в их водных растворах таких компонентов как H_4SiO_4 – 0.2 г/л, H_3BO_3 – 0.1 г/л, As – 0.0023 г/л и повышенных микроколичеств – Sr, Sb, Vg и в том числе Hg (0.004 мг/л) [Иванов, 1958].

Исходя из этих данных обращает на себя внимание не слишком высокий количественный показатель последнего компонента в воде.

Более высокое содержание ртути на выходе Апапельских источников было отмечено [Озерова и др., 1988; Смирнов и др., 1972] в газовой фазе (75000 нг/м^3), что на три порядка выше измеренного ими же значения в атмосферном воздухе.

Этот результат находится, с одной стороны, в противоречии с величиной константы Генри, определенной в работе [Сорокин и др., 1988], а с другой стороны, с нашими данными по валовым содержаниям ртути в термальных водах Камчатки [Алехин и др., 2007; Мухамадиярова и др., 2008], варьирующими в интервале 0.14 - 2.3 ppb при явном преобладании окисленных форм ртути.

Для проверки и согласования результатов этих работ осуществлены пробоотбор как термальных вод Апапельских источников, так и прямые измерения содержаний ртути в газопаровой фазе с помощью полевого атомного-абсорбера УКР-1МЦ и в пробе, отобранной в барботер с 3% HNO_3 после предварительной конденсации паровой фазы. Последнее значение (72 нг/м^3 газопаровой фазы) хорошо согласуется с содержанием ртути на золотом сорбенте (92 нг/м^3) и характеризует нуль-валентную форму переноса. Эти значения находятся в резком контрасте с данными по валовому содержанию в конденсатах паровой фазы по данным [Озерова и др., 1988] и нашим данным (Таблица).

Высокие значения содержаний ртути в конденсатах (3.3 – 124.0 ppb, пересчет объемной концентрации ртути в воздухе на массу конденсата, последняя колонка таблицы 1) находятся в явном противоречии с концентрациями ртути в водной фазе терм и могут быть объяснены значительным переносом в аэрозольной фазе.

Таблица. Содержания ртути в водах источников и конденсатах паровой фазы Апапельские источники «верхние».

Источник	№ пробы	Характеристики источника	Hg в воде, ppb	Hg, нг/м ³ , конденсат водного аэрозоля
APV-05	КМЧ-109/07	T = 84.7 °C; S = 1068 мг/л (по NaCl); pH = 7.8; Eh = 545 mV	0.194	9500
APV-09	КМЧ-113/07	T = 64.1 °C; S = 536 мг/л (по NaCl); pH = 7.9; Eh = 379 mV	0.481	190000
APV-13	КМЧ-110/07	T = 97.6 °C; S = 1189 мг/л (по NaCl); pH = 8.8; Eh = 589 mV	0.189	-
APV-14	КМЧ-111/07	T = 88 °C; S = 1002 мг/л по (NaCl); pH = 7.2; Eh = 367 mV	0.227	311000
APV-19	КМЧ-114/07	T = 55.5 °C; pH = 7.18; Eh = 400 mV	0.242	-

Апапельские источники «нижние»

Источник	№ пробы	Характеристики источника	Hg в воде, ppb	Hg, нг/м ³ , конденсат водного аэрозоля
Источник №1	КМЧ-103/07	T = 41.7 °C; S = 586 мг/л (по NaCl); pH = 7.3; Eh = 310 mV	0.188	-
Источник №2 ванна), 1-ый слив	КМЧ-104/07	T = 41.5 °C; S = 1024 мг/л (по NaCl); pH = 8.4; Eh = 329 mV	0.177	-
Источник №2 ванна), 2-ой слив	КМЧ-105/07	T = 52.2 °C; S = 1041 мг/л (по NaCl); pH = 6.75; Eh = 347 mV	0.296	2680
ванна с грифонами	КМЧ-106/07	T = 25.7 °C; S = 738 мг/л (по NaCl); pH = 6.8; Eh = 366 mV	0.177	-
«Канавные источники»	КМЧ-107/07	T = 81-81.5 °C; S = 1170 мг/л (по NaCl); pH = 7.3; Eh = 445 mV	0.487	7350

В работе [Озерова и др., 1988] отмечены высокие содержания ртути в конденсатах парогазовой фазы современных термальных источников, что свидетельствует, по мнению авторов, о поступлении мантийной ртути по зонам глубинных разломов, продолжающееся и в настоящее время. Так, приводимые авторами данные о содержаниях ртути в газовой фазе термальных источников кальдеры Узон, колеблются от $1.0 \cdot 10^{-6}$ до $2.5 \cdot 10^{-5}$ г/м³ (2.5-60.0 ppb, т.е. 2.5-60.0 мкг/л конденсата водяного пара плотностью 0.4 г/л). Самые высокие содержания ртути отмечены авторами при отборе конденсатов парогазовых струй из кратера вулкана Мутновский, - они составляли $5-7.5 \cdot 10^{-5}$ г/л (50-75 мкг/л, ppb), достигая очень высоких концентраций $2 \cdot 10^{-3}$ г/л конденсата, что авторами связывается с извержением вулкана Горелого. Следует отметить, что такие концентрации (от 2.5 до 5000 ppb) для конденсата 85-100 °C пара на самом деле уникальны и отвечают периодам активизации вулканической и флюидной активности.

Исключение представляет система кальдеры Узон, для которой до настоящего периода высокие концентрации ртути достаточно стабильны не только в газо-паровой фазе, но и в хлоридно-натриевых водах [Набоко, 1974], достигая (по данным ВСЕГИНГЕО) 2.5 - 12.5 ppb.

Но в то же время, по данным [Алехин и др., 2005], для эксплуатационных скважин ГеоТЭС Мутновской геотермальной системы, содержания ртути в конденсатах и сепаратах, обычно находятся в пределах 0.2 - 0.5 ppb. Для других геотермальных систем эти значения зачастую [Карпов и др., 2008] бывают несколько выше, но в норме в водах редко > 1 ppb.

Это находится в согласии с приводимыми здесь результатами последних наших определений содержания ртути в воде Апапельских источников. Помимо этого, хорошо подтверждает раннюю версию по [Сорокин и др., 1988] о доминировании в газопаровой фазе паров атомарной ртути, а также медленном накоплении ее окисленных форм [Сорокин и др., 1978] в растворах и переходе в сульфидные фазы при определенном режиме сероводорода.

Согласовать и примирить эти противоречивые данные по относительно низким концентрациям в жидкой фазе и высоким концентрациям в газопаровой, удастся только относительно версии преобладания катионных форм ртути в аэрозольной фазе.

Для Апапельских термальных вод отдельной задачей является решение проблемы источника ртути. По данным [Власов, 1958] «находку киновари» здесь можно было бы объяснить размывом плиоценовых окварцованных пород, но сходство состава вод Апапельских источников с составом вод калифорнийских, отлагающих и по ныне киноварь, говорит в пользу продолжающегося ее осаждения и в современную эпоху [Щеглов, 1962]. По материалам [Набоко и др., 1977] также имеет геохимическое обоснование версия о продолжающемся в настоящее время унаследованном процессе минерало- рудообразования.

Работа поддержана грантами РФФИ №№ 05-05-64789, 06-05-72550 и 08-05-00581-НЦНИЛ.

Список литературы

Алехин Ю.В., Лапицкий С.А., Пухов В.В., Ткаченко С.Ю. Экспериментальные исследования нуль-валентных форм переноса тяжелых металлов и глобальный цикл ртути // XV Российское совещание по экспериментальной минералогии, Сыктывкар. 2005. С. 141-143.

Алехин Ю.В., Лапицкий С.А., Мухамадиярова Р.В., Пухов В.В. Новые результаты исследования отдельных составляющих геохимического цикла ртути // Электр. научно-информ. журнал "Вестник Отделения наук о Земле РАН". 2007. № 1 (25). ISSN 1819-6586.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Наука, 1964. 320 с.

Иванов В.В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки // Молодой вулканизм СССР. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. Вып. 13. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 186-212.

Карпов Г.А., Алехин Ю.В., Лапицкий С.А. Новые данные по микроэлементному составу гидротерм и фумарол Камчатки // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 120-131.

Леонов В.Л. О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология, 1991. № 2. С. 28-40.

Мухамадиярова Р.В., Алехин Ю.В., Лапицкий С.А. Результаты определения региональных вариаций содержания ртути в твердой, жидкой и газовой фазах территории России // Материалы III Региональной школы – конференции молодых ученых "Водная среда и природно - территориальные комплексы: исследование, использование, охрана". Петрозаводск, 2008. С. 79-84.

Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного магматизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 91–93.

Набоко С.И., Карпов Г.А., Главатских С.Ф. Минералого-геохимические особенности Апапельских термальных источников // Бюлл. вулканол. станции, 1977. № 53. С. 102-111.

Озерова Н.А., Шикина Н.Д., Борисов М.В., Широков В.А., Карпов Г.А., Кирсанов И.Т., Груздев М.А., Голованова Т.И. Ртуть в современном гидротермальном процессе // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 34-49.

Смирнов В.И., Кузнецов В.А., Озерова Н.А., Федорчук В.П. Новое в геохимии ртути // Геология рудных месторождений, 1972. № 4. С. 17-30.

Сорокин В.И., Алехин Ю.В., Дадзе Т.П. Растворимость ртути в системах Hg-H₂O, Hg-S-(Cl)-H₂O и формы ее существования в термальных водах Камчатки и о-ва Кунашир // Очерки физико-химической петрологии, 1978. Вып. 8, С. 133-149.

Сорокин В.И., Покровский В.А., Дадзе Т.П. Физико-химические условия образования сурьмяно-ртутного оруденения. М.: Наука, 1988. 144 с.

Щеглов И.И. О современном отложении киновари в источнике Апапель // ДАН СССР, 1962. Т. 145. № 6. С. 1373-1374.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТСКОГО КРАЯ

Е.Д. Андреева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

В 1976 году академик В.И. Смирнов, совершенствуя свою генетическую классификацию месторождений полезных ископаемых, выделил в группе гидротермальных месторождений три класса: плутогенный, вулканогенный и телетермальный (стратиформенный). Он охарактеризовал вулканогенные месторождения как рудные объекты, образовавшиеся в тесной связи с вулканическими процессами, происходящими преимущественно в наземных условиях при формировании и эволюции андезит-дацитовых вулканов. При этом он особое внимание обратил на структурную позицию вулканогенных месторождений, указав, что значительная их часть контролируется жерлами и периферией вулканических сооружений.

Американский геолог В. Линдгрэн предложил в 1907-1932 гг. различать в зависимости от глубины и температуры образования три класса гидротермальных месторождений: гипотермальный, мезотермальный и эпитеpmальный. К классу эпитеpmальных он отнес рудные месторождения, образованные близ поверхности восходящими термальными водами в генетической связи с изверженными породами, показав, что они имеют большую аналогию с отложениями горячих источников. К середине прошлого столетия эпитеpmальные рудные объекты стали полноправным объектом промышленного извлечения золота, серебра и, попутно, теллура, селена и других химических элементов.

Формирование вулканогенных гидротермальных месторождений происходило в приповерхностной зоне (глубины от первых десятков до первых сотен метров «не более одного километра») из кислых, как правило, минералообразующих растворов в условия резкого падения температуры (от 400° до $200^{\circ} - 50^{\circ}$ С) и давления, при «стремительно возрастающем воздействии кислородного потенциала».

На территории Камчатского края установлены, практически, все виды природных полезных ископаемых. Среди них ведущее положение занимают гидротермальные вулканогенные золото-серебряные объекты. В настоящее время здесь более 10 месторождений подготовлено к эксплуатации, около 220 рудопроявлений ожидают более детального изучения.

Самородное золото (от высокопробного, собственно, золота до электрума и кюстелита) – один из главных и наиболее распространенных рудных минералов вулканогенных (и эпитеpmальных, в частности) месторождений. Изучение его типоморфных особенностей имеет важное как научное теоретическое, так и прикладное практическое значение. От знания таких особенностей может зависеть оценка глубины эрозионного среза, выявление скрытой минералого-геохимической зональности, эффективность технологических схем переработки руд, более полное извлечение полезных компонентов и утилизация отходов (складирование и консервация хвостов).

Нами изучены типоморфные особенности самородного золота таких вулканогенных месторождений Камчатки как, Агинское, Бараньевское, Кунгурцевское (Центральная Камчатка), Кумроч (Восточная Камчатка), Родниковое, Мутновское и Асачинское (Южная Камчатка). Приведены основные результаты по размерности, морфологии, формам выделения, химизму, степени однородности-неоднородности, минеральным ассоциациям.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ И ИХ МЕСТО В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Г.И. Арсанова

Институт вулканологии, Москва, e-mail: agi888@list.ru

Настоящие представления о происхождении термальных вод вулканических областей построены на основе использования характера распределения в термальных водах микроэлементов Li, Rb, Cs, как индикаторов процессов генерации этих вод, а также на сопоставлении этих данных с различными физико-химическими параметрами гидротерм и их геологическом положении. Было изучено более сотни образцов вод источников, скважин, конденсатов паров вулканических фумарол и кипящих вод, растворов грязевых котлов, глинистых котлов, пород керна, и т.п. Везде определялись Na, K, Li, Rb, Cs и иногда некоторые другие компоненты. Термальные воды сравнивались по характеру распределения редких щелочей с генетически различными природными водами и другими геологическими образованиями земной коры, а также с различными экспериментальными данными.

Анализ особенностей вещества термальных вод вулканических областей, место и время появления гидротерм в вулканическом процессе привели к следующим выводам:

1. Геохимические особенности распределения лития, рубидия и цезия в термальных водах, породах и других природных образованиях показали, что эти элементы не могли накопиться в водах как выщелоченные из кристаллических пород. Их источником не могли быть ни бывшие седиментационные воды, ни горячие рассолы. В то же время известно, что магматический процесс ведёт к образованию в земной коре газовой-жидкой дифференциации, богатых всеми редкими щелочными элементами, но особенно литием и цезием – как это и наблюдается в термальных водах. Литий и цезий среди щелочных элементов наиболее отличаются по своим свойствам, но в пегматитах и термальных водах они ассоциируют. Известен вынос в эндоконтакты цезия и лития и обогащение ими же апикальных участков гранитных массивов. Термальные воды обогащены всеми редкими щелочами, но относительно больше цезием и литием.

Отсюда наиболее вероятный источник редких щелочей – это газовой-жидкий водный флюид, который отделяется от силикатной расплава на определённых этапах его жизни, предшествующих окончательной кристаллизации.

Все щелочные элементы относятся к очень подвижным в природных растворах, однако если их сравнивать между собой, то минимально подвижным оказывается цезий. Отношение Cs/Li всегда падает при изменении абсолютных содержаний редких щелочей, мигрирующих в природном растворе, но графически по-разному при рассеянии и накоплении. Графики, построенные для 24 гидротермальных систем и гидропроявлений Камчатки, соответствует типу рассеяния растворов с высоким содержанием редких щелочей в гидросфере. Поэтому все термальные глубинные воды Камчатки являют собой семейство вод рассеяния в гидросфере горячего водного флюида, несущего редкие щелочи.

2. Большинство исследователей признаёт само существование горячего флюида, но всё семейство горячих вод считается результатом простого смешения в той или иной пропорции горячего флюида и метеорных вод коры. Однако наши исследования показывают, что механизм формирования высокотемпературных глубинных вод молодых вулканических областей, как процесс растворения в метеорных водах магматических эндогенных эманаций, не подтверждается особенностями их химического состава. Смешение с метеорными водами возможно и обычно происходит, но только на периферии глубинного потока или близ поверхности в зоне разгрузки, а также на некоторых обводнённых вулканах, но оно не играет определяющей роли в формировании собственно глубинных подземных горячих вод.

Существует, как минимум, два сценария прорыва флюида к поверхности, которые и определяют состав термальных вод на уровне поверхности Земли.

3. Первый вариант прорыва флюида происходит почти без изменения его общего химического (элементарного) состава. Благодаря особенностям структуры вмещающих кристаллических пород, флюид стремительно поднимается, «как по трубе», только частично теряя SiO₂, а также «юркие» газы и возможно какие-то(?) не определяемые на поверхности микрокомпоненты. В этом случае на уровне Земли флюид проявляет себя как самые

высокотемпературные, кипящие, почти чисто хлоридно-натрово-калиевые растворы невысокой минерализации (1,5—4 г/л), с характерным отношением Na/K=10. Представители – Паужетские термальные воды, гидротермы Долины Гейзеров. С этими водами связан самый высокий вынос редких щелочей, самые высокие их содержания и выдержанность отношения Li:Rb:Cs=100:9:10 (среднее для Камчатки) или 100:13:14 (среднее для всех вод этого типа Земли). Дебит - высокий: 100—300 л/с. На поверхности - это кипящие напорные источники и гейзеры, отлагающие у выходов гейзериты.

Утверждение о том, что флюид ни с чем не смешивается, базируется на том, что столь чисто хлоридно-натрово-калиевые растворы (1) не могут возникнуть как результат выщелачивания силикатных пород и (2) в коре отсутствует природный раствор, которым бы флюид можно было бы разбавить, что бы получились реально наблюдаемые природные воды.

Эксперименты по выщелачиванию показывают, что получающиеся при этом растворы имеют гидрокарбонаты в анионной части. Стало быть хлор, как и редкие щелочи, тоже поступает с флюидом. Натрий и калий так же генетически связаны с флюидом: их содержания прямо коррелируют с содержанием редких щелочей, являющимися принадлежностью флюида.

Центральные источники и скважины гидротермальных месторождений выводят столь чисто хлоридные воды (почти без сульфатов и гидрокарбонатов!), что их нечем разбавить в коре. Природная вода для смешения должна быть почти без минеральной нагрузки. Реально существующие в коре метеорные воды имеют уже на глубине сотен метров минерализацию в виде гидрокарбонатов и сульфатов не менее (обычно значительно выше!) 0,3 г/л и эта минерализация была бы видна, если бы простое смешение метеорных вод с флюидом имело место. Из этого следует так же и то, что и вся вода (H₂O) - это вода флюида.

К тому же, отличительной характеристикой вод этого типа является их планетарное однообразие. Физико-химические параметры этих вод из разных вулканических районов очень похожи: высокие температуры, высокий дебит, высокие содержания редких щелочей, характерное, особенное и выдержанное отношение между ними, всегда хлоридно-натрово-калиевый макросостав при низкой минерализации, с отношением натрия/калий 10, а также сходный качественный состав газов и других микрокомпонентов. Выдержанность параметров вод этого типа для различных районов молодого вулканизма не может быть обусловлена процессами генерации вод при движении среди различных кристаллических пород верхней части коры. Смешение (если его допустить) должно всегда происходить в одной пропорции (флюид/метеорные воды), что уже совсем не возможно представить. Такая похожесть вод скорее свидетельствует о большой глубине их образования и о «единственности» изначального процесса их генерации, который однообразно повторяется в различных вулканических регионах. «Сброс» водного флюида при остывании магматических тел скорее всего и есть тот однообразный, одинаковый процесс, который обеспечивает планетарную похожесть термальных вод этого типа.

Воды этого типа являются характерной принадлежностью областей современного вулканизма, но они не локализируются непосредственно на активных вулканах. Обычное место их проявления — дно старых кальдер или их периферия, глубокие разломы. Наше рабочее название - гидротермы I группы.

4. Остывание магматического очага сопровождается падением объема отторгаемого флюида, падением общего выноса тепла и вещества. На выходе на дневную поверхность гидротермы I группы превращаются в гидротермы II группы (наше название). Последние характеризуется самым высоким содержанием редких щелочей, выраженным в мг/л (за счет сокращения количества отторгаемой очагом воды по отношению к минеральному веществу), что показывает, что разбавляющих флюид холодных метеорных вод в их составе нет. Примечательно, что в % от мин. содержания редких щелочей почти одинаковы или чуть ниже, чем в гидротермах I группы. Воды II группы имеют повышенную минерализацию (более 4 г/л), сложный, но преимущественно хлоридно-натровый состав. В анионной части «на вторых ролях» присутствуют гидрокарбонат-ион. Температура их ниже 100°C и дебит значительно меньше, чем у источников I группы. На выходе источники рассматриваемой группы часто отлагают травертины. Воды II группы разгружаются на площадях, где активный вулканизм имел место не позднее раннечетвертичного — неогенового времени. Падение дебита и температур в отдельных случаях зафиксировано уже в историческое время непосредственными наблюдениями. II группа источников представляется древними, медленно угасающими ключами. Представители на Камчатке — Пушинские, Налычевские, Краеведческие и др.

5. Второй вариант прорыва флюида к поверхности Земли осложнён его вскипанием на глубине нескольких км в зонах раздвига при резком падении давления. Вскипание ведёт к разделению на две составляющие: депарированный раствор и парогазовую смесь вероятно с капельками («туманом») раствора. Первый захоранивается на глубине, а парогазовый дифференциат рвётся вверх и даёт начало гидроермам III группы (наше название). На возможность подземного кипения, как природного процесса, впервые обратил внимание ещё В.И. Вернадский.

Простое разбавление флюида водами коры для вод III группы не могло иметь места. В случае разбавления почти чисто хлоридных растворов метеорными в основном гидрокарбонатными водами коры хлор хорошо коррелирует со всеми редкими щелочами. Это наглядно видно в зонах разгрузки гидротермальных систем. Например, отношение Cl/Li колеблется в водах растекания Паужетского месторождения в среднем всего на 5%. Для глубинных вод III группы такой связи редких щелочей и хлора не установлено. В то же время существование подземного кипения доказывается характером распределения в гидротермах III группы микрокомпонентов (Li, Rb, Cs) и особенностями их физико-химических параметров.

Температура воды источников колеблется в широком диапазоне – до кипящих на выходе. Дебиты источников различны – до 200 л/с и более.. Минерализация вод низкая (0,5-2 г/л), причём в анионной части преобладают сульфаты. (Хлориды должны концентрироваться, возможно до рассолов, в депарированной части. На Камчатке они ещё не встречены и возможно будут найдены при бурении.)

Редкие щелочные элементы в водах III группы также присутствуют и иногда в значительных количествах, но всегда в меньших, чем в водах двух первых групп. Диапазон колебаний велик, нет выдержанности содержаний и отношений $Li:Rb:Cs$, как это было в гидротермах I и II групп. При кипении природных растворов редкие щелочи переходят в пар, и тем в больших количествах, чем выше температура, причём цезий при переходе в пар относительно опережает все редкие щёлочи, что и наблюдается для высокотемпературных вод этой группы. На фоне меньшего, чем в водах I и II групп общего содержания редких щелочей, увеличивается относительное к другим редким щелочам содержание цезия, что является одним из основных показателей изменения фазового состояния водного носителя редких щелочей.

В зон кипения неизбежно усложнение природных растворов за счет перевода в их ионно-солевой состав элементов из газов: окисление H_2S до элементарной серы или даже SO_4^{2-} (скорее всего биогенным путём), потеря CO_2 (и других газов) в атмосферу или их последующее растворение где-то в стороне в холодных метеорных водах. Кислоты в контакте с породами нейтрализуются, а в раствор поступают добавочные катионы из пород.

Все эти особенности в купе хорошо объясняют существование дифференциации и разделения вещества флюида через кипение.

Зона, где происходит вскипание, превращается в некий «реактор». Резкое изменение физических параметров ведёт к выпадению из раствора различных минералов. Здесь должен образовываться кварц, идти окремнение пород, выпадать гипс и образовываться другие гидротермальные минералы. Не исключена пульсация при вскипании, подобная той, что наблюдается на поверхности при извержении гейзеров, и, может быть, этим объясняется полосчатость некоторых гидротермальных минералов и другие особенности гидротермального минералообразования. Можно предположить, что в этих местах возникает и длительно существует нечто похожее на водовороты наземных рек со всеми вытекающими следствиями по механическому изменению обломков пород.

Разнообразие геолого-структурной обстановки участков, где происходит резкое изменение фазового состояния флюида, температура поступающего флюида и глубина трещинных зон, состав вмещающих пород, неповторимость комбинаций многочисленных факторов объясняют разнообразие, пестроту и неповторимость гидротерм III группы на поверхности. Это наиболее распространенные воды районов современной вулканической деятельности. Типичные представители: Паратунские, Начикинские, Банные и др.

6. Наиболее вероятный источник вещества гидротерм - мантия. Даже если допустить проплавление больших объемов кристаллических пород коры и существование субдукции, то и тогда из пород коры не удастся извлечь столько вещества и такого качества, сколько его присутствует в термальных водах. Например, цезий в фактически выносимых количествах не может быть мобилизован проплавлением пород не только с фоновым, но и с максимально высоким его содержанием, по причине физико-химических особенностей цезия, как

рассеянного элемента. Этот элемент скорее рассеется, чем «соберёт свои атомы в кучку», чтобы обеспечить высокое, дозированное и ритмичное своё поступление с гидротермами тысячи лет. Две самые крупные гидротермальные системы Камчатки за время своей жизни выбрасывают в мировой океан цезия столько же, сколько его содержится в богатейшем месторождении поллуцита Берник-Лейк, Канада (м-ние содержит 70% мировых разведанных запасов).

7. Наиболее вероятным представляется движение глубинного флюида из мантии по колонне силикатного вещества («корням вулканов»). До возникновения гидротерм этот путь длительно «подготавливался» проплавлением пород коры и продвижением силикатного расплава при извержениях. Сформировавшаяся силикатная колонна на определённом этапе начинает выступать в роли «лифта» для вещества гидротерм, поступающих из мантии.

Можно предположить, что собственно сам гидротермальный процесс представляет собой закономерный заключительный этап «горячего» существования долгоживущих вулканов центрального типа.

Список литературы

Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск. 1974. (2 редакция. 2009 г.) (Сайт «Всё о геологии» <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1181535>).

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ И ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ В ИХ НЕДРАХ

М.В. Багдасарова

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, e-mail: bagdasarova2008@yandex.ru

Известно, что современные субаквальные разгрузки гидротерм содержат углеводородные газы, а в наземных условиях постмагматические гидротермальные системы иногда содержат и нефть (Узон). Глубинная природа их, обычно, не вызывает сомнений. В нефтегазоносных регионах, изученных геофизическими работами и глубоким бурением, также достаточно хорошо известны флюидные системы в виде водно-газово-нефтяных смесей, которые разгружаются по проницаемым системам разломов из глубоких зон, несут в себе многие рудные компоненты и формируют промышленные скопления как руд, так и залежи нефти и газа. Однако, глубинная природа этих флюидных систем часто подвергается сомнениям.

Для решения некоторых проблемных вопросов нефтяной геологии на специальных геодинамических полигонах в нефтегазоносных регионах изучалась современная динамика глубинных разломов. Выполнялось многократное высокоточное нивелирование в зонах разломов с целью определения вертикальных движений земной поверхности. Проводились повторные наблюдения гравитационного и магнитного полей. Изучалось температурное поле. Анализировался имеющийся сейсмический материал, характеризующий глубинное строение нефтяных месторождений. Изучалось строение и состав осадочного разреза, проявления вулканической деятельности в разные периоды тектонической активности, формирование и структура коллекторов и «покрышек» залежей нефти и газа, а также газовый и химический состав попутных вод и нефти в залежах. Проводились геохимические съёмки в приповерхностных отложениях по углеводородным газам и гелию, а также режимные наблюдения выявленных аномалий. Исследовались состав нефти и попутных газов и проводились режимные наблюдения гелия в попутных газах в залежах. Работы проводились в разных по тектоническому строению регионах. Основные результаты этих работ были опубликованы [Сидоров и др.1989].

Наиболее важным следствием проведенных многолетних исследований - выявление тесной связи современной динамики геологической среды и флюидодинамики в виде вертикальной миграции (разгрузки) флюидов из фундамента, внутри осадочного чехла и до поверхности, которая происходит в зонах проводящих разломов в современную эпоху и отражается в вариациях геофизических и геохимических полей. На рис.1 приведена схема развития во времени деформаций, отраженных в современных вертикальных движениях земной поверхности, и изменения во времени гравитационного поля для северной части Припятской впадины, где проводились комплексные исследования. Показаны центры напряжений, которые периодически возникают в зоне Речицкого разлома, контролирующего здесь основные месторождения нефти. Напряжения возникают на разных глубинах, как в коре, внутри фундамента, так и в осадочном чехле. Они рассчитаны по характеру движений земной поверхности. Проведенные здесь работы глубинного сейсмического зондирования подтвердили реальность этих построений. Под северной структурной зоной выявлена плотностная аномалия прохождения сейсмических волн в виде пониженных скоростей на глубинах 30, 70 и 100 км, что может быть связано с разуплотнением и флюидонасыщенностью этой зоны. Важно то, что аналогичные плотностные аномалии в коре и верхней мантии наблюдаются практически во всех исследованных нефтегазоносных регионах [Булин и др. 2000], что позволяет считать такую связь основной закономерностью. Следовательно, глубинные разломы, проявляющие тектоническую активность в настоящее время, дренируют кору и мантию с особыми свойствами, а флюидные системы разгружающиеся по ним, имеют глубинную природу. Это отражается и в температурном поле. В северной части впадины над аномальной корой и верхней части мантии выявлена температурная аномалия в осадочном чехле. Здесь же концентрируются все промышленные месторождения [Сидоров и др. 1989].

Изменчивость во времени гравитационного поля, показанные на рис.1, свидетельствуют о геологических процессах, которые происходят внутри разломных зон, связанные с изменением плотности. Эти процессы могут быть обусловлены фазовыми переходами на пути

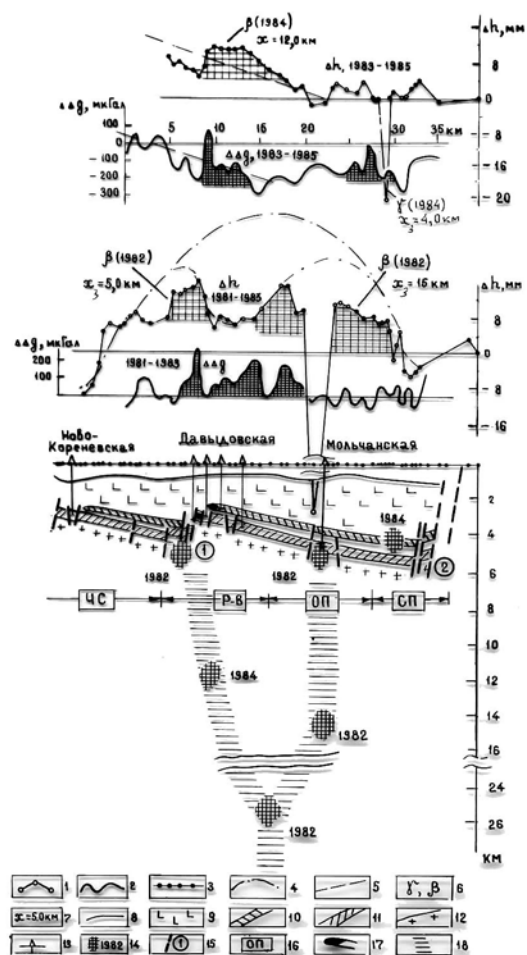


Рис. 1. Современные движения земной поверхности в зоне Речицкого разлома (Давыдовское пересечение) по данным повторного нивелирования и изменчивость во времени гравитационного поля по повторным измерениям. Условные обозначения: 1 – современные вертикальные движения земной поверхности; 2 – изменения во времени гравитационного поля, 3 – пункты наблюдений, 4-7 – базовые элементы современных движений для вычисления напряжений в фундаменте и осадочном чехле; 8 – геологические границы и осадочные чехлы; 9 – отложения солей; 10-11 – Карбонатные комплексы верхнего девона; 12 – кристаллический фундамент; 13 – глубокие скважины, 14 – расчетные зоны тектонических напряжений в разные периоды; 15 – Речицкий и Первомайский разломы; 16 – тектонические зоны; 17 – нефтяные месторождения; 18 – прогнозные разломные зоны.

миграции флюидных систем - выпадении твердой фазы (например, соли). Напомню, что Припятская впадины является запальным звеном в системе крупной рифтовой структуры на юго-западе Восточно-Европейской платформы. Её продолжением является Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс. Осадочное выполнение Припятской впадины представлено вулканогенно-карбонатным комплексом и солями верхнего девона. Более молодые осадки карбона и мезозоя составляют менее трети разреза. В

девоне установлены проявления основного и щелочного вулканизма в виде подводных излияний основных, ультраосновных и щелочных лав. Постмагматические гидротермальные системы являлись здесь источником солей и карбонатов. Современным аналогом такой ситуации является развивающаяся рифтовая впадина Красного моря. В настоящее время разгрузки постмагматических гидротерм в Припятской впадине продолжают и могут быть замерены геофизическими и геохимическими методами. [Сидоров и др.1989]

Вторичные изменения карбонатных пород, которые являются основными коллекторами нефти в Припятской впадине, по многочисленным исследованиям характеризуются вторичным пустотным пространством. Хлоркальциевые рассолы минерализация которых достигает 600г/л, с газами разного состава являются агрессивными в отношении карбонатных толщ. Последние характеризуются зональной доломитизацией и частичным растворением матрицы пород. При этих процессах формируется вторичное пустотное пространство, которое и заполняется нефтью. По периферии залежей идут процессы вторичной цементации в виде зон ангидритизации. Явление растворения карбонатов сопряжено здесь с галитовым метасоматозом - замещением галитом известняков и выпадение галита в трещинах, а также раздувом галитовой соляной массы над проводящим разломом. Выполненные здесь геодинамические и геохимические наблюдения показали проводимость Речицкого разлома до поверхности, где установлены аномалии гелия в водах четвертичных отложений и углеводородные аномалии при геохимических съемках, а также вариации гравитационного поля, отражающие процессы миграции и фазовые переходы во флюидной системе.

Изучение вторичных преобразований осадочных пород в зонах нефтегазонакопления в Припятской, Днепровско-Донецкой впадинах и других нефтегазоносных регионах, установленная вторичность емкостного пространства и приуроченность этих изменений к проводящим разломам, а также характер изменений, аналогичных околорудным при гидротермальных процессах, позволили отнести нефтяные месторождения к гидротермальным образованиям, а флюиды нефтегазоносных регионов считать накопленными и современными гидротермальными системами [Багдасарова 1997,2000, 2001]. На примере Припятской впадины и подобных рифтовых структур очевидно, что после основного, ультраосновного и щелочного

вулканизма, при котором выносятся много солей, щелочей и определяется тип осадко-накопления, при активизации разлома в последующую более спокойную эпоху по разлому проникают флюиды, главным образом газы – водород, углеводороды, при разгрузке которых образуется и немного воды, в которой растворяется много солей образуя рассолы, богатые многими глубинными элементами рудными и нерудными. Их называют в Белоруссии – жидкие руды. Разгружаясь в осадочный чехол, при определенных РТ условиях выпадает из раствора соль, формируя купола, что типично для этого типа структур. Следует напомнить, что именно углеводородные системы являются переносчиками многих рудных элементов в комплексных соединениях, которые выпадают при разгрузках иногда в виде самородных металлов, как это установлено теперь при более детальных литологических исследованиях геологического разреза в Днепровско-Донецкой впадине [Лукин,2008]. Аналогичные процессы идут и в других регионах, где основной вулканизм сменяется последующими гидротермальными проявлениями в виде выходов рассолов и формирования соляных диапиров, богатых в приштоковых зонах как нефтяными скоплениями, так и рудопроявлениями полиметаллов и самородной серы, флюорита и других глубинных элементов.

При более кислом андезитовом вулканизме последующие гидротермальные системы носят существенно иной характер. Такие флюидные системы изучались нами в Терско-Каспийском краевом прогибе в Терско- Сунженской зоне нефтегазонакопления., где также проводились геодинамические исследования и выявлена связь месторождений с глубинными разломами земной коры и разгрузками глубинных флюидных систем [Багдасарова,2000, Сидоров и др. 1989]. Этот район характеризуется высокой сейсмичностью, а разгрузки отражены в динамике геологической среды и характеризуются изменчивостью во времени магнитного поля, а также и в характере температурного поля, которое здесь более напряженное, чем в Припятской впадине. Глубинные флюидные системы этого региона иные. Воды слабоминерализованы (до 50г/л) преимущественно гидрокарбонатно-натриевого типа. Высокоминерализованные рассолы здесь встречаются редко и в отдельных локальных участках. Характерна разгрузка современных гидротермальных систем до поверхности, где они выходят в виде горячих слабоминерализованных источников с газами и нефтепроявлениями. Известны проявления

грязевого вулканизма. Динамика литосферы и режим разгрузок, как и в Припятской впадине, носит пульсационный характер. Замеренные повторным нивелированием вертикальные движения земной поверхности существенно выше, чем в Припятской впадине. Динамика разгрузок флюидов проявляется в изменчивости во времени магнитного поля над наиболее крупными вертикальными потоками флюидов. К этим же узлам приурочены и многопластовые нефтегазовые месторождения. Часто зоны разгрузок сопровождаются землетрясениями. На рис. 2 приведен пример такой связи в зоне глубинного разлома, контролирующего Октябрьское и Грозненское месторождения, где осадочный чехол содержит нефтяные и газовые залежи от 200 м до глубины 6,5 км. В процессе

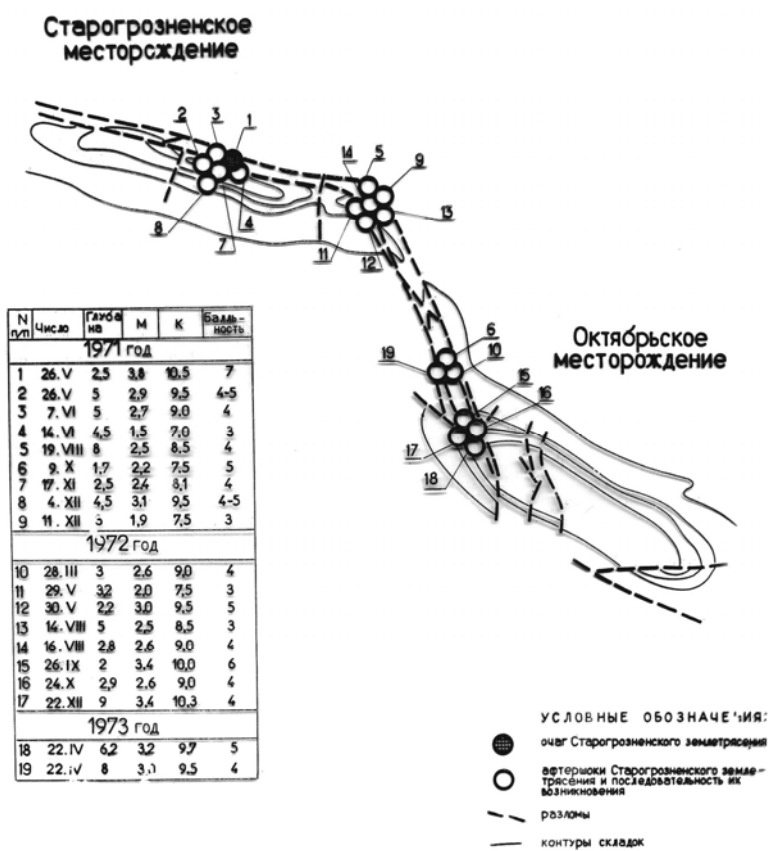


Рис. 2. Землетрясения 1971-1973 гг. и их афтершоки в районе Старогрозненского и Октябрьского месторождений. Условные обозначения: 1 – очаг Старогрозненского землетрясения; 2 – афтершоки Старогрозненского землетрясения 3 – разломы, 4 – контуры складок.

таких разгрузок происходит гидроразрывы компетентных пород – известняков верхнего мела – основного мощного продуктивного горизонта с трещинными коллекторами, и насыщение флюидами (в том числе нефтью и газом) песчаников разреза третичных отложений. Воды гидротермальных систем в этих тектонических условиях гидрокарбонатно-натриевого типа с обилием газов, среди которых большое место занимает углекислота. Вторичные изменения вмещающих пород помимо гидроразрывов характеризуются окремнением, воды часто бороносные, с обилием кремнезема, бария и других элементов. Часто в разных блоках структуры встречаются воды разной минерализации и с разным комплексом рудных компонентов, что свидетельствует о продолжающемся подтоке новых гидротерм, существенно отличающихся от находившихся здесь ранее, и неуравновешенности всей системы. Подобная современная гидротермальная система профессионально изучена геологами-рудниками на нефтяном месторождении о.Челекен [Лебедев, Никитина, 1983] в западной Туркмении. В тектоническом отношении эта зона относится к альпийскому поясу, как и Терско-Сунженская, в которой преобладает вулканизм андезитового типа. Здесь в скважинах вскрывших нефтяные воды в промысловых трубах образовывались пробки из сульфидов свинца, цинка, кремнезема и других минералов, а в воде выявлена мощная аномалия по меди и кадмию. Эта современная рудоносная гидротермальная система интересна еще и тем, что длительные наблюдения концентраций металлов в растворе не остаются постоянными во времени.

Таким образом, флюидные системы осадочного чехла и фундамента (в том числе нефть и газ), которые разгружаются по проницаемым системам глубинных разломов в настоящее время, являются источником накопления УВ и несут в себе все признаки рудообразующих растворов; формируют как скопления нефти, так и руд (железо, уран, медь, марганец, ртуть и др.), а воды содержат фтор, бор, бром, йод, рубидий, цезий и другие глубинные элементы и представляют собой современные и накопленные поствулканические гидротермальные системы по составу и свойствам тесно связанные с предыдущими вулканическими событиями. Основное различие современных гидротермальных систем в разных тектонических условиях – различное содержание воды, которая контролирует минерализацию растворов и современную динамику геологической среды [Багдасарова, 2001]. Следует напомнить, что образование воды из водорода и кислорода сопряжено с большим выходом энергии (взрывами), этими свойствами обладают и преобразования многих углеводородных систем, особенно, если еще имеется в углеводородном потоке сера. Естественно, взрывы и являются основными очагами землетрясений. Содержание воды, по всей вероятности, определяется фугитивностью кислорода в глубинном источнике флюидов – мантии, что подтверждается некоторыми петрологическими исследованиями. Разное содержание кислорода определяет, как состав магм, так и характер вулканических событий и поствулканических гидротермальных систем.

Список литературы

- Багдасарова М.В.** Роль гидротермальных процессов в формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа, 1997. № 9. С. 42-46.
- Багдасарова М.В.** Современные гидротермальные системы и их связь с формированием месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности», М.: Наука, 2000. С. 100-115.
- Багдасарова М.В.** Особенности флюидных систем зон нефтегазоаккумуляции и геодинамические типы месторождений нефти и газа // Геология нефти и газа, 2001. №3. С. 50-56.
- Булин Н.К., Егоркин А.В.,** Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 192 с.
- Лебедев Л.М., Никитина И.Б.** Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983. 240 с.
- Лукин А.Е.** Частицы самородных металлов, карбидов и силицидов во вторичных коллекторах нефти и газа – трассеры суперглубинных флюидов // Матер. Конференции «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы» М.: ГЕОС, 2008. С. 293-296.
- Сидоров В.А., Багдасарова М.М., Атанасян С.В. и др.** Современная геодинамика и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 200.

МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОЙ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е.П. Бессонова¹, В.Н. Шарапов¹, К.В. Чудненко², В.К. Черепанова¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: liza@uiggm.nsc.ru

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск

Цель представляемого исследования – создание метода для адекватного описания газогидротермальных процессов в вулcano-гидротермальных системах с учетом динамики теплофизических и физико-химических параметров. Особое внимание в данной работе уделено фазовым переходам во флюиде, которые образуют условия для появления геохимических барьеров. Модель создана на основе оригинальных фактических материалов по вулканам Камчатки и Курил, с привлечением данных по Au-Ag эпитермальным месторождениям Камчатки. Современные гидротермальные процессы, исследуемые авторами на активных вулканах (Карымский, Мутновский, Эбеко), позволяют получать уникальный материал по составу растворов и изменению пород, наблюдать приповерхностные фазовые барьеры и рудоотложение на них.

Постановка задачи. Авторами разработан программный комплекс (ПК), объединяющий ПК Селектор [Чудненко, 2007] и ПК Флюид [Шарапов и др., 2008], который позволяет рассчитывать модели с учетом теплофизики, гидродинамики и физико-химии процесса. В основу положена численная модель квазидвумерного описания неизотермической физико-химической динамики взаимодействия флюид-порода при наличии в потоке магматического флюида меняющихся фазовых состояний, построенная на совмещении стефановского приближения в описании появления и вырождения фазовых границ в потоке флюида в трещиновато-пористых средах [Черепанов и др., 2007] и методологии описания равновесной физико-химической динамики в рамках приближения проточного реактора в программном комплексе Селектор. Сначала для каждого резервуара на каждом времени рассчитываются теплофизические и гидродинамические параметры, которые и используются при определении физико-химического равновесия. Такой подход позволил впервые перейти от времени условного (учитывающегося, как соотношение вода/порода (В/П), используемого в аналогичных ПК [Гричук, 2000], к *времени реальному*, начинающему свой отсчет от начала жизни магматической камеры, продуцирующей тепло и магматогеенный флюид. Алгоритм и допущения, сделанные при создании теплофизической модели, подробно описаны в [Шарапов и др., 2008], здесь подчеркнем лишь параметры, которые при термодинамическом моделировании определяют закономерности системы. На рис. 1 модель вулcano-гидротермальной

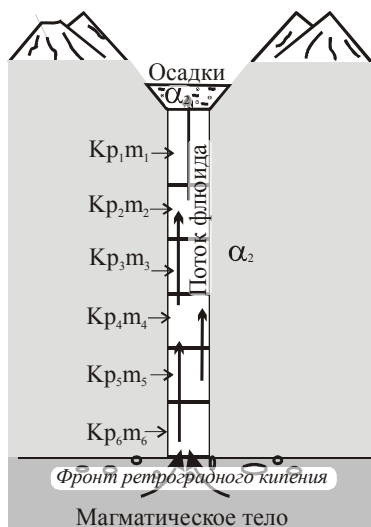


Рис. 1. Схема моделируемого разреза вулcano-гидротермальной системы.

системы со слоистым флюидопроводником, каждый слой обладает своей пористостью и проницаемостью (K_p и m), боковые стенки флюидопроводника непроницаемы, обладают коэффициентом теплоотдачи α_2 , коэффициент теплоотдачи с поверхности - α_1 . Широкий спектр возможных сценариев развития гидротермальной системы в зависимости от вышеперечисленных параметров, а также от глубины залегания камеры и мощности флюидопроводника (L_1 и L_2) описан в [Шарапов и др., 2008]. В данном сообщении нет возможности охватить множество вариантов, поэтому нами выбраны наиболее характерные. Для демонстрации возможностей модели показан случай, когда магматическая камера залегает на глубине 2000 м., мощность флюидопроводника 10 м., на поверхности существует флюидопор с коэффициентом теплоотдачи 5 Вт/м²·К. Рассматриваем лишь вариации коэффициента теплоотдачи с боковой поверхности от 0.001 до 0.01 Вт/м²·К. Химический состав системы и поток флюида остается неизменным. Моделируется стандартная схема из 20 проточных реакторов, расположенных равномерно вдоль разреза. Каждому реактору присваивается своя глубина, на каждом шаге расчета в

реакторе меняются температура и давление. Исследуемое время – 1000 лет. Рассмотрены две возможности взаимодействия внутри реакторов. Первый вариант - когда породы флюидопроводника не вовлекаются в процесс, и отложение новообразованных минералов идет в пустотах лишь за счет привнесенных из камеры элементов, такой тип может быть характерен для систем с возобновляемой промежуточной камерой и, как следствие, с уже проработанными и инертными породами (в дальнейшем тексте тип 1). Второй тип – породы флюидопроводника свежие, соответствующие породам камеры, они вовлекаются в реакцию, в разрезе происходит перераспределение элементов (в дальнейшем тексте тип 2).

Результаты моделирования. В представляемом примере варьировался только коэффициент теплоотдачи с боковой поверхности. На рис. 2 представлена динамика изменения температуры и давления для трех вариантов α_2 .

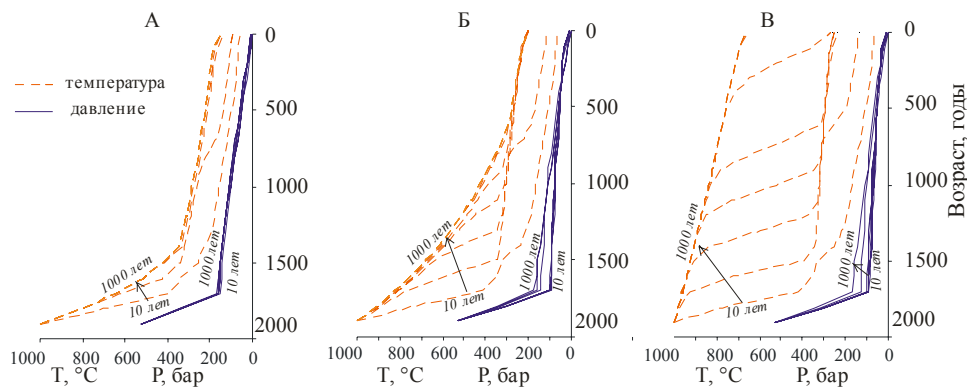


Рис. 2. Распределение температуры и давления в разрезе в зависимости от коэффициента теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника: А - $\alpha_2 = 0,001 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$; Б - $\alpha_2 = 0,01 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$; В - $\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$.

Для типа 1 при низком α_2 зона гидротермальных растворов наблюдается лишь в приповерхностном слое. Устойчивая фазовая граница формируется только к 400 годам (рис 3 в), до этого происходит прогрев системы и фазовые переходы мигрируют в разрезе (рис. 3 а, б). Схожее распределение фазовых переходов во флюиде характерно и для типа 2, так что специально его обсуждать не будем. Для высоких α_2 зона гидротермальных растворов формируется существенно быстрее (к 50 годам) и фазовые границы сразу занимают устойчивое положение (рис 3 г, д, е). Интересное распределение фазовых границ характерно для $\alpha_2 = 0,005$ (рис. 3 ж, з, и). К 200 годам формируются несколько устойчивых фазовых переходов. Пока нельзя сказать, возможна ли реализация такой ситуации в природе, но при расчете взаимодействия типа 2 тенденция сохраняется, однако со временем (к 700 годам) остается только одна фазовая граница – конденсация магматогенного флюида. Такое разнообразие в динамике фазовых границ приводит и к существенным отличиям в отложении и перераспределении элементов в разрезе.

При расчете типа 1 с $\alpha_2 = 0,001 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$ происходит накопление рудных компонентов, а петрогенные практически не образуют собственных минералов. Серебро в течение рассматриваемого времени накапливается на глубине 1500 м и выше (до 500 м), в виде аргента, однако максимум с превышением в количестве на несколько порядков приходится на 1500 м. Такое распределение является результатом начальной стадии процесса, когда на глубине 1600-1500 м. находится граница конденсации магматогенного флюида. Интересно поведение золота – начиная накапливаться на глубине 1600 м. на ранних стадиях развития, в дальнейшем мигрирует (целиком, не сохраняясь внизу) в верхние горизонты до 400 м., где и концентрируется в виде самородного золота. Кроме того, в незначительных количествах в виде интерметаллида с сурьмой золото отлагается на поверхности. Схожее поведение показывает свинец. В тех или иных количествах в течение всего процесса галенит отлагается почти по всему разрезу. Однако максимум накопления мигрирует от 1600 м (50 лет) к 900 метрам (1000 лет). Цинк накапливается аналогично серебру, имея постоянный максимум на глубине 1500 м, в небольших количествах распределяясь выше по разрезу. Медь концентрируется в самых глубоких горизонтах (1800 м) не образуя собственных минералов выше 1200 м. Отдельно необходимо обсудить поведение ассоциации элементов V-Co-Ni, которые согласно исследованиям [Бортникова и др., 2006], могут являться маркерами глубинных флюидов. В обсуждаемом

варианте кобальт и ванадий накапливаются в средней части разреза на глубине 900-1000 м., а никель не глубже 1800 м.

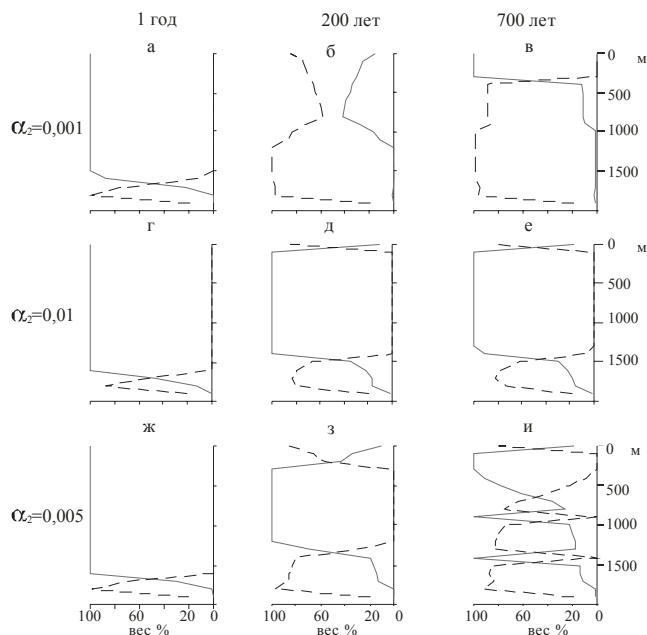


Рис. 3. Массовая доля раствора и газа в системе в зависимости от возраста и коэффициента теплоотдачи.

С высокой теплоотдачей с боковых стенок при расчете типа 1 наблюдается совсем иной тип отложения в пустотах. Практически все рудные отлагаются в нижних горизонтах разреза. Золото и серебро ведут себя согласно, максимальное накопление приходится на глубину 1700 м., выше по разрезу не отлагаются вовсе. Схожее распределение показывают железо и медь. Свинец единственный отлагается почти вдоль всего разреза, но в количествах существенно меньших, чем в предыдущем случае. Кроме того, цинк, серебро и медь накапливаются в приповерхностном горизонте <100 м., под зоной вторичного кипения. Кобальт и ванадий практически полностью осаждаются в самой нижней части разреза (1900 м), в то время как никель образует два пика на глубине 1300 и 1600 м., в незначительных количествах распределяясь по разрезу до 400 м.

Несмотря на большое количество фазовых границ в случае когда $\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$ распределение элементов крайне схоже с предыдущим случаем. Золото концентрируется на несколько меньшей глубине – 1500 м., а серебро также на 1800 м. Максимальное отложение свинца также наблюдается на 1800 м., однако по разрезу он не распределяется, выше 1000 м и не образует собственных минералов. В некотором отличии от предыдущего случая никель распределяется по всему разрезу достаточно равномерно.

Переходя к обсуждению процессов в метасоматическом разрезе, в случае, когда породы вовлечены в реакцию (тип 2), можно сразу отметить, что поведение рудных компонентов отличается незначительно от типа 1, несмотря на то, что изначально их содержание в разрезе равномерно, в течение первых 100 лет распределение их становится аналогично типу 1. Наиболее интересно при рассмотрении типа 2 изменение породообразующих минералов под воздействием флюида и различия в перераспределении элементов в зависимости от особенностей теплофизических свойств разреза. При низкой теплоотдачи с стенок флюидопроводника зона гидротермальных растворов находится выше 400 м и формируется к 300 годам. На границе перехода газ – раствор формируется зона выщелачивания, в которую вовлечены практически все петрогенные компоненты, наиболее ярко она проявлена для К, Na, Si. Fe и Al к 100 годам практически полностью выщелачиваются из центральной части разреза, переотлагаясь выше 800 метров. По сути, в центральной части разреза формируется зона кварцитов (от 1600 до 700 м). Глубже уже к 50 времени формируется зона равномерно сложенная альбит-санидин-кварц. А выше 700 м до 200 лет преобладает иллит, а позже (к 400 годам) формируется зона кварц-КПШ-альбит.

При более высокой теплоотдачи ($\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$) в разрезе формируется несколько иная зональность. Максимальное выщелачивание всех компонентов кроме кремния приходится на зону конденсации (глубина 1500 м.). Над ней (1600 м) Al, Na, K, Ca, Fe переотлагаются, а

выше опять формируется зона чистых кварцитов. В отличие от предыдущего случая санидин существует только до 1800 м., в остальном разрезе фиксируется только КПШ. Две зоны в разрезе сложены кварцем-КПШ-альбитом - на глубине 1400 м. и 1100-900. В верхней части до конца рассматриваемого времени сохраняется иллит.

Обсуждение результатов. Поскольку цель данного сообщения - не описание моделей генезиса рудных месторождений, а обсуждение новейшего метода для создания таких моделей, то постараемся подчеркнуть именно преимущества и новые возможности обсуждаемого ПК. В представляемом сообщении рассматривалось вариации лишь одного параметра, от которого зависят теплофизические свойства разреза. Предыдущими исследованиями [Шарапов и др., 2008] показано, что при вариации нескольких параметров выявляются разнообразные типы развития гидротермальных систем, со своими фазовыми барьерами и сильно варьирующими ТР-параметрами. В данном сообщении показано, что, попадая на разные пути развития, гидротермальная система при совершенно идентичных химических свойствах даст принципиально различные конечные результаты. Отложение микрокомпонентов, в том числе и рудных, зависит от формы переноса (в газе или растворе). При низкой теплоотдаче со стенок флюидо-проводника серебро накапливается только в нижней части разреза, а золото мигрирует по всему разрезу, такое распределение может дать значительное число вариантов распределения рудных элементов в эпитеpmальных месторождениях. Допустим, если формирование было двустадийным, то примером может служить Асачинское золоторудное месторождение, где в нижней части разреза наблюдается ассоциация Ag-Au, а в верхней только Au. При высокой теплоотдаче золото и серебро накапливаются только в нижней части разреза. Ассоциация Co-Ni-V, предполагаемые элементы-маркеры, также выказывают большое разнообразие в зависимости от теплофизических свойств разреза. В случае, когда они фиксируются лишь в глубинной части разреза, их появление в поверхностных термальных источниках, как на влк. Мутновский, можно объяснять лишь глубинным происхождением исходных флюидов. Но, как показано выше, Ni может иметь и совсем иное распределение по разрезу. Также следует обратить внимание на распределение в разрезе полиморфных модификаций полевого шпата. Согласно исследованиям [Лапухов и др., 2007] формы КПШ являются поисковым признаком для разных типов руд на Асачинском месторождении. В зависимости от структурных особенностей разреза распределение полевых шпатов может иметь существенные вариации. Итак, подводя итог, можно заключить, что разработанный комплекс позволяет выявить закономерности, проявляющиеся при анализе физико-химических моделей, которые ранее не фиксировались. Представляемый ПК на сегодняшний день, по мнению авторов, наиболее корректно позволяет описывать гидротермальные и метасоматические процессы в вулканогенном разрезе. Однако при построении моделей необходимо более четко представлять структурные особенности разреза или рассматривать спектр возможных вариантов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ №07-05-00910, интеграционного проекта СО и ДВО РАН №96.

Список литературы

Бортникова С.Б., Шарапов В.Н., Бессонова Е.П. Гидрогеохимический состав источников фумарольного поля Донного Мутновского вулкана (Ю. Камчатка) и проблемы их связи с надкритическими магматическими флюидами // Докл. РАН, 2006. Т. 413. № 4. С. 1-5.

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем // Москва: Научный мир, 2000. 304 с.

Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитеpmальном золото-серебряном месторождении (Ю. Камчатка) // Доклады РАН, 2007. Т. 412. № 6. С. 794-798.

Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИрГТУ. 2007. 54 с.

Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Бессонова Е.П. К динамике фазовых барьеров во флюидных рудообразующих системах вулканических дуг // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 11. С. 1098-1109.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИХ ГЕНЕЗИСА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА, ПАРАМУШИР, РОССИЯ)

С.Б. Бортникова¹, Е.П. Бессонова³, Г.М. Гавриленко², С.П. Бортникова¹,
Ю.А. Манштейн¹, А.К. Манштейн¹, А.В. Кирюхин², А.А. Кузьмина², Т.А. Котенко²

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
e-mail: bortnikovasb@ipgg.nsc.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: karpovga@ksnet.ru

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, e-mail: liza@uiggm.nsc.ru

Гидрогеохимические особенности термальных источников, разгружающихся на склонах и в кратерах активных вулканов, зависят от целого ряда экзо- и эндогенных факторов, воздействующих на магматические флюиды, отделяющиеся из расплава. В первую очередь, на спектр и уровень содержаний химических элементов, а также физико-химические характеристики термальных растворов влияет степень разбавления исходного флюида грунтовыми водами. Это соотношение может существенно сдвигаться в ту или иную сторону в зависимости метеорологических и гидрологических условий на вулкане, а также от геоструктурных особенностей путей миграции флюидов к поверхности. Немаловажным фактором формирования вулканических терм является вещественный состав вмещающих вулканогенных толщ, по которым они циркулируют, выщелачивая целый ряд породообразующих и примесных элементов. Однако при прочих равных условиях наличие геохимических барьеров на пути поднимающихся растворов может существенно изменить состав поверхностных разгрузок. Разделение на конденсат и сепарат на границах вторичного кипения сильно осложняет процесс формирования состава растворов и может радикально изменить гидрогеохимические параметры термальных источников. Появляющиеся данные о широком круге микроэлементов и их специфических ассоциаций в термальных водах активных вулканов [Giampanco et al., 1998; Aiurra et al., 2000² и др.; Бортникова и др., 2006, 2007 и др.] позволяют количественно оценить долю химических элементов, которые поступают из различных эндо- и экзогенных источников, формируя конечные растворы, наблюдаемые в поверхностных разгрузках. Совокупность гидрогеохимических данных, результатов геофизических исследований и физико-химического моделирования позволяет с определенной долей приближения представить строение вулcano-гидротермальной системы того или иного исследуемого объекта, а также понять процессы и механизмы перехода в раствор – отложения химических элементов на путях миграции флюида. Исследования газогидротермальных источников ряда активных вулканов. Расположенных на Южной Камчатке (Мутновский, Карымский. Узон, Северо-Мутновское фумарольное поле) и о-ве Парамушир (Эбеко) выявили контрастные различия в их составе и физико-химических параметрах растворов. В данной работе приводится детальный анализ гидрогеохимических особенностей различных термальных источников (водные и грязевые котлы, гейзеры), внутреннее строение их подповерхностного пространства на основе геофизических данных, дается возможное объяснение появлению в растворах тех или иных ассоциаций химических элементов.

Растворы термальных источников, обсуждаемые в данной работе, были собраны на нескольких термальных полях вулкана Мутновского (водоемы, прозрачные и грязевые котлы, поровые воды термальных площадок и серных фумарол), на Северо-Мутновском фумарольном поле (грязевые котлы и поровые растворы), в системе оз. Карымское (гейзеры Академии Наук, Восточная и Западная группы, источники на п-ове Новогодне, включая руч. Горячий, термальные источники по берегам озера), на термальном поле кальдеры Узон (грязевые котлы и термальные источники), на Северо-Восточном фумарольном поле влк. Эбеко (водяные прозрачные котлы). Геологическое строение, структурные особенности, температурный и газовый режим, история формирования упомянутых вулканов хорошо описаны в литературе, поэтому на данных вопросах здесь останавливаться не будем.

В течение ряда лет (2001 – 2008) проводилось подробное опробование термальных источников изучаемых гидротермальных систем. Пробы растворов отбирались в пластиковые контейнеры и после фильтрования, консервировались ультра-чистой HNO₃ (кроме кислых и ультракислых растворов). На месте замерялись pH, Eh, Cl⁻, F⁻. Кроме растворов, были собраны

пробы влажного вещества на термальных площадках влк. Мутновского, Эбеко, Северо-Мутновского поля, из которых в лабораторных условиях отдавливались поровые растворы. Все пробы проанализированы на широкий круг элементов методами ИСП-АЭС, ААС, выборочно содержания РЗЭ и ЭПГ определялись методом ИСП-МС.

Электромагнитное частотное зондирование проведено в 2007 – 2009 гг. с применением аппаратно-программного комплекса ЭМС. Комплекс разработан и изготовлен в ИНГГ СО РАН. Зондирования производились на 14 частотах в диапазоне 2.5 – 250 КГц. Получаемая информация обрабатывалась программой Isystem, входящей в состав комплекса.

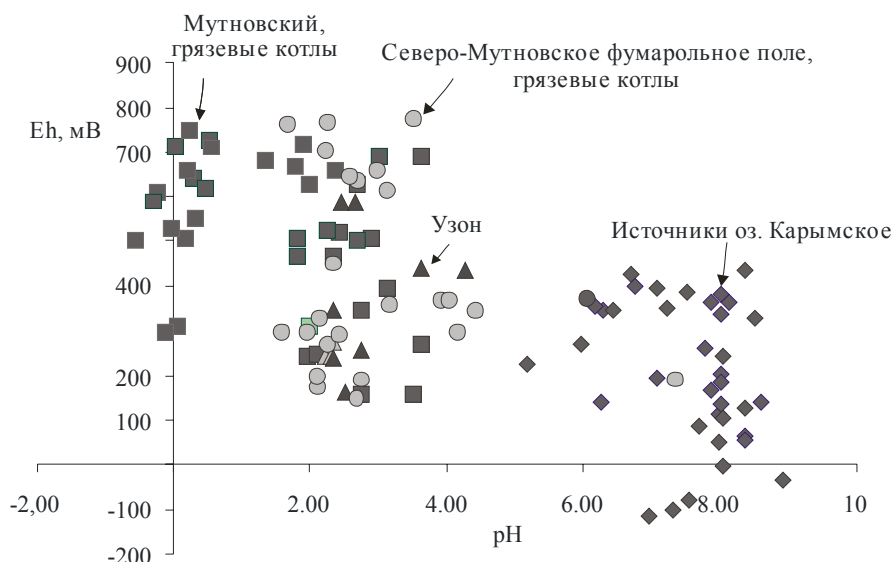


Рис. 1. Физико-химические параметры растворов в термальных источниках вулканов.

Рассматриваемые термальные системы представляют собой разгрузки контрастных типов растворов как по физико-химическим параметрам, так и по составу. Значения pH – Eh параметров изменяются от щелочной слабовосстановительной обстановки (руч. Горячий на поле Новогоднем, оз. Карымское) до ультра-кислой сильноокислительной (грязевые котлы Мутновского вулкана, рис. 1). Параметры растворов грязевых котлов Узона, Северо-Мутновского фумарольного поля располагаются на диаграмме pH-Eh между этими крайними типами. Уровень минерализации растворов связан с их кислотностью слабой отрицательной зависимостью. Однако существует разница для разных типов источников. Если для растворов Северо-Мутновского поля эта зависимость наиболее ясно выражена, несколько слабее она проявлена для растворов влк. Мутновский. В растворах источников оз Карымское общая минерализация практически не зависит от кислотности растворов. Основные анионы во всех растворах – это сульфат и хлорид, в разных соотношениях и концентрациях. Только в нескольких источниках оз Карымское ведущим анионом является гидрокарбонат. Содержания хлоридов и сульфатов изменяются в пределах 5-6-ти порядков (рис. 2). В кислых и ультракислых растворах влк. Мутновского и Северо-Мутновского поля содержания хлоридов возрастают со снижением значений pH, а в щелочных растворах Карымского определенной зависимости концентраций хлоридов от значений pH нет. Сульфаты возрастают с понижением pH в растворах Северо-Мутновского, т.е. в кислых растворах, а в котлах Мутновского, так же, как и в источниках Карымского, концентрации сульфатов изменяются незакономерно.

Из катионов в большинстве растворов Карымского преобладающим является натрий, в то время как в растворах Мутновского и Северо-Мутновского – Fe и Al в разных пропорциях. Но в каждой группе есть отличающиеся источники. Например, в нескольких источниках по берегу оз Карымского ведущий катион – Ca, а в одном из Медвежьих источников – K. В одном из котлов Северо-Мутновского поля основную долю составляет NH_4^+ . Как видно из краткого обзора концентраций основных ионов в рассматриваемых растворах, их состав весьма изменчив даже в пределах отдельных групп и, видимо, зависит от множества различных факторов.

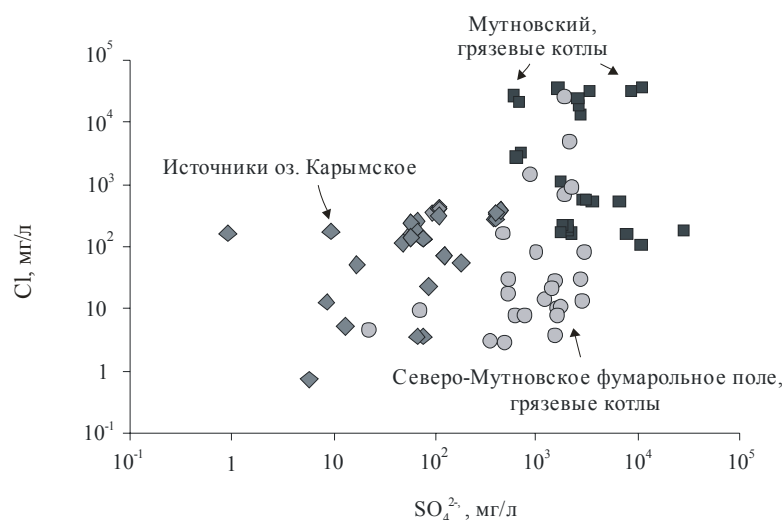


Рис. 2. Содержание основных анионов в растворах изученных источников.

Содержания микроэлементов в растворах колеблются также в широких пределах. К микроэлементам в данном случае мы относим элементы, долевого участия которых в составе растворов ниже 1 мг-экв %. Поэтому такие элементы, как Fe и Al, являясь в растворах Мутновских и Северо-Мутновских источников основными катионами, в растворах Карымских источников попадают в группу микроэлементов. В этом заключается некоторая сложность при обсуждении состава, но высокая контрастность содержаний не позволяет принять унифицированный подход ко всем изучаемым группам. Элементы, обнаруженные в растворах источников, можно разделить на несколько ассоциаций, основываясь в первую очередь, на сходстве их геохимических свойств, формах нахождения в породах (базальтах) и корреляционных зависимостях (таблица). Суммарные содержания элементов каждой из ассоциаций (так же, как и содержания основных анионов) колеблются в пределах 5-6 порядков и достигают высоких значений. Для разных групп источников выделяются характерные ассоциации элементов: для растворов Мутновского вулкана это Ti-V-Co-Cr-Ni и Zn-Cu (Pb-Cd-Ag имеют резко подчиненное значение в этой ассоциации); для источников Узона это As-Sb и Li-Rb. За исключением ассоциации анионогенов, суммарные концентрации элементов возрастают с ростом общей минерализации растворов Мутновских и Северо-Мутновских источников. В источниках оз. Карымского такой зависимости не наблюдается. Проблема заключается в объяснении контрастных различий растворов и в создании наиболее адекватной модели путей поступления химических элементов в поверхностные разгрузки гидротермальных систем.

Таблица. Пределы содержаний элементных ассоциаций в термальных источниках, мг/л.

	Fe + Mn	Ti + V + Co + Cr + Ni	Zn + Cu + Pb + Cd + Ag	Li + Rb	As + Sb + Se + Bi
Карымский	0.047 - 11	<0.01 - 0.051	0.008 - 0.79	0.004 - 0.95	<0.1 - 1.5
Мутновский	0.71 - 53 г/л	<0.01 - 750	0.11 - 230	<0.1 - 14	<0.1 - 82
Северо- Мутновские	0.07 - 1300	<0.01 - 7.4	0.026 - 14	0.004 - 0.03	<0.1 - 8.5
Узон	0.35 - 3100	<0.01 - 22	<0.003 - 13	<0.1 - 71	<0.1 - 820
Эбеко	0.067 - 170	<0.01 - 7.0	0.0015 - 0.17	0.011 - 0.61	<0.1 - 0.039

Высокая корреляция между 1-ой, 2-ой ($r_B = 0.814$) и 3-ей ($r_B = 0.956$) ассоциациями указывает на их совмещенную миграцию и сходное поведение при выщелачивании из пород постройки и дальнейшем транспорте минерализованных флюидов. Элементы Ti-V-Co-Cr-Ni приурочены в породах (базальтах, андезитобазальтах) к единому минеральному парагенезису: Ni и Co концентрируются в оливинах, Cr - в пироксенах, Ti и V - во вкрапленниках магнетита и титаномагнетита, что, видимо, и определяет их дальнейший совместный путь. Цинк и медь приурочены к титаномагнетиту (для меди, кроме того, очень характерна сульфидная форма). Эти минералы растворяются в первую очередь при воздействии на них кислых

высокоокисленных магматических газов. Причем существуют определенные условия [Зеленов, 1965], при которых титан способен переноситься в газовой фазе из глубоких частей вулканической постройки и быть достаточно подвижным вплоть до выноса на поверхность. Ванадий и хром, проявляя анионогенные свойства [Wehrli and Stumm, 1989], также могут оставаться в растворах в течение многочисленных преобразований на пути их подъема. В фундаменте постройки влк. Мутновский андезибазальты с повышенными содержаниями обсуждаемых элементов (~ в 5 раз по сравнению с другими породами разреза [Шевко и Гора, 2009]), которые являются предположительно их источниками при воздействии на породы агрессивных флюидов (их происхождение мы обсуждали ранее [Бортникова и др., 2007]). Однако появление таких высоких концентраций данной ассоциации в растворах невозможно без дополнительного концентрирования на фазовых барьерах, которое ведет к разделению растворов на конденсат и сепарат, таким образом формируя высокоминерализованные растворы с уникальными содержаниями многих элементов. Подвижная граница фазового барьера, подходя к поверхности (это может происходить в сухие холодные периоды, когда снеготаяние не происходит, и разбавление метеорными водами поднимающихся растворов минимально), дает выход сепаратов в виде разгрузок в котлах, либо их нахождение в поровом пространстве (что и было установлено опробованием 2006 г поровых растворов на термальных площадках Донного поля). Пятая ассоциация элементов (As+Sb+Se+Bi+Te), приуроченная в породах, так же, как и Li с Rb, к остаточным стеклам, извлекается при их растворении, но путь этих элементов несколько иной, о чем свидетельствует низкий коэффициент корреляции между данной и другими ассоциациями. Подвижные анионогены, наоборот, могут в гораздо большей степени поступать в конденсат и уноситься с паровой фазой. Не исключено, что именно такой механизм осуществляется при обогащении мышьяком и сурьмой (в меньшей степени другими анионогенами) котлов и источников Узона.

Частотным электрическим зондированием (ЧЗ) получена геометрия зональности подповерхностного пространства исследуемых объектов. Показано, что различия в составе термальных растворов в какой-то степени могут быть объяснены гидрогеохимической зональностью термальных систем, которая в свою очередь определяется уровнем фазовых барьеров. На профилях ЧЗ Донного поля влк. Мутновский отчетливо проявлено вертикальное строение подводящих каналов и достижение высокоминерализованных растворов (зоны с низким удельным сопротивлением) поверхности. В то же время на контрастном типе Карымских гейзеров (источники Академии Наук) зафиксировано, что на исследуемой глубине (~ 7 м) растворы с аналогичными характеристиками отсутствуют, а поверхностные выходы терм являются результатом большего вклада поверхностных вод.

Физико-химическое моделирование, проведенное для выяснения генезиса различных типов растворов, показало, что субщелочные хлоридно-натриевые источники (Карымского типа) могут быть сформированы магматогенными флюидами, поднимающимися к поверхности без существенного взаимодействия с вмещающими породами, а соответственно, без выщелачивания дополнительных элементов. Ультракислые и кислые растворы грязевых котлов влк. Мутновский являются результатом многочисленных преобразований исходных флюидов, которые на своем пути провзаимодействовали в породами вулканической постройки. Источником металлов могут быть глубокие части разреза вулканической постройки, где на предшествующих стадиях метасоматоза возможно отложение Co, Cr, Ni, V с последующим их вовлечением в гидротермальный процесс.

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-00910) и Интеграционного проекта СО-ДВО РАН № 96.

Список литературы

Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Трофимова Л.Б. и др. Гидрогеохимия газогидротермальных источников вулкана Эбеко (о-в Парамушир) // Вулканология и сейсмология, 2006. № 1. С. 39-51.

Бортникова С.Б., Шарапов В.Н., Бессонова Е.П. Гидрогеохимический состав источников поля Донного Мутновского вулкана (Южная Камчатка) и проблемы их связи с надкритическими магматическими флюидами // Докл. РАН, 2007. 413. № 4. С. 530-534.

Зеленов К.К. Вулканогенный титан в зоне гипергенеза // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая, 1965. № 10. С. 63 – 74.

Шевко А.Я., Гора М.П., Кузьмин Д.Ю. К оценке глубинности питающего очага для лав базальтов и андезибазальтов Мутновского вулкана. Наст. сборник, 2009.

Aiuppa A., Allard P., d'Alessandro W. et al. Mobility and fluxes of major, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna volcano (Sicily) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000¹. 64. № 11. P. 1827-1841.

Aiuppa A., Dongara G., Capasso G., Allard P. Trace elements in the thermal groundwaters of Vulcano Island (Sicily) // *J. of Volcanology and Geothermal Research*. 2000². 98. P. 189-207.

Giammanco S., Ottavian M., Valenza M. et al. Major and trace elements geochemistry in the ground waters of a volcanic area: Mount Etna (Sicily, Italy) // *War.Res.*, 1998. 32. № 1. P. 19–30.

Wehrli B., Stumm, W. Vanadium in natural waters: adsorption and hydrolysis promote oxygenation // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989. 53. P. 69–77.

МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ: МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ

А.И. Брусницын¹, И.Г. Жуков²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
e-mail: brusspb@yandex.ru

² Институт Минералогии УрО РАН, Миасс, e-mail: zhukov@ilmeny.ac.ru

Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ различного возраста широко распространены стратиформные марганцевые залежи, которые подавляющим большинством исследователей относятся к гидротермально-осадочному генетическому типу. Условия и механизмы формирования подобных объектов нами исследованы на примере месторождений Магнитогорского палеовулканического пояса на Южном Урале.

Месторождения приурочены к вулканогенным толщам средне-верхнедевонского возраста, которые по современным представлениям сформировались в пределах активной континентальной окраины, в обстановке энсиматической островной дуги (Ирендыкской) и примыкающего к ней задугового бассейна (Сибайского) [Серавкин и др., 1992; и др.]. Залежи марганцевых пород установлены в составе вещественных комплексов обеих структур, причем везде они связаны с отложениями, завершающими циклы вулканической деятельности и аккумулирующих эдафогенные, биогенные и гидротермальные осадки. Продуктивными являются кремнистые и железо-кремнистые породы (яшмы, джаспериты, кремнистые алевролиты, яшмо-туффиты и т.п.), которые по условиям залегания, строению, значениям литохимических модулей ($[\text{Fe}+\text{Mn}]/\text{Ti}$, $\text{Al}/[\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn}]$ и т.п.) сопоставимы с металлоносными осадками современного океана.

Таблица. Характеристика марганцевых месторождений Южного Урала

Характеристика	Месторождения	
	Тип первый (проксимальные отложения)	Тип второй (дистальные отложения)
Вмещающие породы (возраст)	Вулканомиктовые (D_{2ef} , $D_{2zv}-D_{3fr1}$) и кремнистые отложения (D_{2ef})	Кремнистые отложения (D_{2ef})
Характер локализации марганцевых пород	Локализованы непосредственно на флангах джасперитовых ¹ тел и образуют с ними единые геологические тела	Локализованы в стратиграфическом и/или латеральном отрыве от джасперитов
Вертикальная и/или латеральная зональность продуктивной толщи	Выражена ясно: 1) джаспериты → руды 2) джаспериты → яшмы + руды → алевролиты + руды; 3) джаспериты → Fe-туффиты + руды	Выражена слабо или отсутствует
Морфология и размеры залежей марганцевых пород	Одно или несколько массивных линзовидных или пластообразных тел протяженностью до 250 м при мощности до 3 м.	Один или несколько продуктивных горизонта, представленных пачками ритмичного переслаивания рудных слоев с яшмами. Протяженность горизонтов до 500 м при мощности 0.5 – 1.5 м.
Внутреннее строение залежей марганцевых пород	Очень неоднородное линзовидно-полосчатое, латерально-зональное: в направлении от джасперитов уменьшается минералогическое разнообразие руд	Однородное ритмично-полосчатое
Минеральный тип марганцевых пород ²	Оксидно-карбонатно-силикатный	Оксидно-силикатный

Главные минералы марганцевых пород ²	Родохрозит, кальцит, тефроит, андрадит, пьмонтит, родонит, пироксмангит, кариопилит, кварц, гематит, гаусманнит	Браунит, гематит, кварц
Текстуры и структуры марганцевых пород	Линзовидные, полосчатые, сферолитовые, прожилково-сетчатые, микрозернистые, колломорфные, спутанноволокнистые, органогенные	Полосчатые, микрозернистые, органогенные
Наличие морской фауны в рудах и силицитах	Макроформы в джасперитах, микроформы в яшмах, алевролитах и рудах	Микроформы в яшмах

Примечание. ¹ – джасперит – мелкозернистая гематит-кварцевая порода глобулярной, колломорфной или сферолитовой структур, обычно брекчиевидной, реже, массивной текстуры [Зайков и др., 1994; Масленников, 1999; и др.]. ² – без учета гипергенной минерализации.

По особенностям геологического строения, вещественного состава пород и условиям генезиса марганцевые месторождения подразделяются на два типа (см. табл.): а) проксимальные залежи, сформировавшиеся в участках просачивания гидротермальных растворов на поверхность морского дна; б) дистальные залежи, образовавшиеся на удалении от устья гидротермальных источников.

Месторождения первого типа (Биккуловское, Казган-Таш, Кожаевское, Кызыл-Таш, Казган-Таш, Уразовское, Средне- и Южно-Файзулинские, Янзигитовское и др.) представляют собой зональные по вертикали и/или латерали постройки холмообразной или линзовидной формы, размером до 450 м по протяжению и до 50 м по мощности. Их основание (ядро) сложено мелкозернистыми гематит-кварцевыми породами брекчиевидной или массивной текстур – джасперитами. По современным представлениям, джаспериты рассматриваются как литифицированные аналоги кремнисто-железистых отложений, формирующихся в местах просачивания на морское дно низкотемпературных гидротерм. Марганцевые породы залегают на флангах джасперитовых построек, где слагают одно или несколько линзовидных тел. Руды характеризуются очень неоднородными текстурами и пестрым минеральным составом, в них широко развиты карбонаты (родохрозит, кальцит, кутнагорит).

Предполагается, что формирование подобных месторождений происходит при поступлении низкотемпературных ($T < 100$ °C) гидротермальных растворов на открытый участок морского дна. Здесь в результате резкого перепада физико-химических параметров среды создавался узко локализованный геохимический барьер и происходило интенсивное осаждение гидротермальных компонентов (Fe, Mn, Si и др.). Большая часть кремнезема и железа отлагалась непосредственно возле устья гидротермального источника, давая начало железо-кремнистым илам (протоджасперитам), а марганец, как более подвижный металл, – на небольшом удалении от него, где раствор был максимально разбавлен морской водой. Тонкодисперсная взвесь марганцевых минералов частью рассеивалась в окружающей среде, частью концентрировалась в геоморфологических ловушках на флангах гидротермального поля, где смешивалась с «фоновыми» осадками и приобретала неоднородный состав.

На месторождениях второго типа (Аюсазовское, Габдимовское, Кусимовское, Ниязгуловское-2, Рахметовское, Северо-Файзулинское и др.) марганцевые породы залегают в значительном пространственном отрыве от джасперитов. Продуктивными являются мощные (до 30 м) и протяженные (километры – десятки километров) пачки тонкополосчатых сургучно-красных яшм. Строение таких месторождений чрезвычайно просто и однообразно, четко выраженных элементов зональность здесь не наблюдается. Как правило, рудоносные уровни представляют собой маломощные (до 1.5 м), но протяженные (200–500 м) фрагменты монотонной яшмовой толщи, содержащие тонкие (до 1.5 см) линзовидные обособления браунита. Реже в яшмах наблюдаются пласты массивных браунит-кварцевых пород, мощностью около 1 м. Структуры марганцевых руд и вмещающих их яшм полностью идентичны. В составе марганцевых руд крайне редко отмечаются карбонаты (особенно родохрозит).

Подобное строение указывает на накопление рудоносного осадка в спокойной гидродинамической обстановке, на некотором удалении от гидротермальных источников и при

низкой скорости «фоновой» седиментации. Такие условия могли создаваться в крупных понижениях рельефа дна, которые служили своеобразными ловушками для привнесенного гидротермальными растворами вещества. То есть, в данном случае геохимический барьер не был сосредоточен вблизи устья гидротермального источника, а расширялся на весь объем впадины. На стадии активной гидротермальной деятельности из растворов осаждались железо и кремнезем. Рассеиваясь на значительной площади и частично перемешиваясь с «фоновыми» осадками они служили основой для протояшмовых илов. Марганец в этот период сохранялся в растворенном виде и не полностью покидал пределы впадины-ловушки. При затухании гидротермального процесса находящиеся во впадинах воды неизбежно разбавлялись морской водой и теряли способность удерживать растворенный марганец, и тот переходил в осадок. В пределах достаточно обширной впадины возможные кратковременные колебания интенсивности гидротермальной деятельности мало сказывались на флуктуациях физико-химических параметров водной массы в целом. На процесс седиментации рудного вещества основное влияние оказывали лишь длительные и масштабно выраженные изменения гидрохимического режима. Следствием этого являются простое и очень однородное строение рудоносных отложений.

В обоих типах месторождений накопление марганца изначально, скорее всего, происходило преимущественно в форме оксидов Mn^{3+} и Mn^{4+} (вернадита, тодорокита, бёрнессит и др.), как это имеет место в гидротермальных отложениях современного океана. Последующие процессы захоронения и низкоградного ($T = 250\text{ }^{\circ}C$ и $P = 2\text{--}3$ кбар) регионального метаморфизма сильно изменили минералогию марганцевых пород.

В настоящее время в их составе установлен 61 минеральный вид: медь, галенит, алабандин, сфалерит, молибденит, халькопирит, пентландит, пирит, арсенопирит, герсдорфит, **кварц**, **гематит**, пирофанит, **гаусманнит**, магнетит, якобит, криптомелан, голландит, **браунит-I**, **тефроит**, аллеганит, риббеит, **андрадит**, гроссуляр, спессартин, пьмонтит, **эпидот**, пумпелииты-Mg, -Fe, -Mn, манганаксинит, титанит, ильваит, йогансенит, эгирин, эгирин-авгит, **родонит**, пироксмангит, манганбабингтонит, манганотремолит, актинолит, винчит, **кариопилит**, манганпиросмалит, тальк, клинохлор, шамозит, алюмоноселадонит, флогопит, широцулит, парсеттенсит, баннистерит, кумбсит, неотокит, альбит, цельзиан, **кальцит**, **родохрозит**, кутнагорит, барит и апатит. Только 11 из них (выделены жирным шрифтом) являются породообразующими, остальные – второстепенными и аксессуарными фазами.

Изучение пространственно-возрастных взаимоотношений между минералами позволило установить ряд закономерностей их образования. Главные из них следующие.

1) Среди метаморфизованных марганцевых пород (метаманганолитов) выделяются два минералогических типа: а) оксидно-карбонатно-силикатные, сформированные при низкой f_{O_2} , но относительно высокой f_{CO_2} ; б) оксидно-силикатные, наоборот формирующиеся при относительно высокой f_{O_2} и низкой f_{CO_2} . Первые (характерны для проксимальных отложений) сложены преимущественно силикатами и карбонатами Mn^{2+} (тефроитом, родонитом, кариопилитом, родохрозитом и др.), а также андрадитом, кварцем, гематитом и гаусманнитом. Вторые (типичны для дистальных отложений) – силикатом Mn^{3+} браунитом, а также кварцем и гематитом, в качестве второстепенных минералов в них присутствуют родонит, андрадит, эгирин, винчит и некоторые другие минералы, карбонаты для данных пород не характерны.

Вероятнее всего, баланс f_{O_2} и f_{CO_2} контролировался наличием или отсутствием в исходных осадках органического вещества (ОВ). Микробиальная деструкция ОВ создавала анаэробную среду с повышенными концентрациями углекислоты. Такая среда благоприятна для восстановления марганца исходно-осадочных оксидов и кристаллизации родохрозита. Скорее всего, карбонатизация осадка осуществлялась уже на самых ранних стадиях литогенеза. Об этом свидетельствуют сохранение в агрегатах родохрозита, кальцита и кутнагорита реликтов седименто-диагенетических структур (пелитовой, колломорфной, комковатой, сферолитовой и т.п.). Органическое происхождение углерода карбонатов подтверждается низкими значениями $\delta^{13}C$ (PDB). На большинстве месторождений величины $\delta^{13}C$ в карбонатах варьируют от -10.8 до $-29.3\text{ }‰$, что характерно для углерода ОВ. На Южно-Файзулинском месторождении $\delta^{13}C$ в родохрозитах снижается до отметок от -28.9 до $-51.4\text{ }‰$. Такие цифры фиксируют участие в образовании родохрозита углерода биогенного метана. По всей видимости, распределение ОВ в осадках определялось расстоянием от гидротермальных источников. Как хорошо известно [Биология..., 2002; и др.], близки гидротерм наблюдаются «оазисы» жизни, а на удалении – «биологическая пустыня». Неодинаковое содержание ОВ способствовало тому, что при

метаморфизме проксимальных отложений формировались оксидно-карбонатно-силикатные породы, а за счет дистальных – оксидно-силикатные.

2) Образование многих силикатов марганца (тефроита, родонита, спессартина и др.) возможно уже на самых ранних ступенях метаморфизма, при температурах порядка 200–250 °С. Типоморфными минералами марганцевых пород, испытавших метаморфизм низких температур является кариопилит (силикат марганца, структурно близкий к серпентинам), а также тесно ассоциирующие с ним водосодержащие слоистые силикаты (парсеттенсит, баннистерит, манганпиромалит, фриделит, бементит и др.). Благоприятной предпосылкой для низкотемпературной кристаллизации силикатов (родонита, пироксмангита, тефроита, гранатов и др.) служит присутствие в исходных отложениях Mn–Si геля. Преобразование Mn–Si протолита по мере увеличения температуры происходит ступенчато в следующей генеральной последовательности: гель → неотокит → кариопилит + кварц → кариопилит + пироксмангит (± родонит) + тефроит → пироксмангит (± родонит) + тефроит. Вытеснение кариопилита парагенезисом пироксмангита (± родонита) с тефроитом осуществляется в температурном интервале пренит-пумпеллиитовой фаций. При более высоких температурах стабильна ассоциация пироксмангит (и/или родонит) + тефроит.

Таким образом, для марганцевых отложений можно выделить низкотемпературную кариопилитовую и высокотемпературную пироксмангит (родонит)-тефроитовую фации метаморфизма.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 08-05-00415).

Список литературы

Биология гидротермальных систем. Отв. Ред. А.В. Гебрук. М.: Изд-во ИО РАН, 2002. 544 с.

Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В. Строение, рудоносность и методика геологического картирования островодужных комплексов Южного Урала // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. Под ред. Н.В. Межеловского. М.: Роскомнедра, 1994. С. 191–264.

Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс. Геотур, 1999. 348 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 195 с.

МАССОПЕРЕНОС И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В.И. Васильев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: vasil@gin.bsnet.ru

На базе программного комплекса «СЕЛЕКТОР» [Чудненко, 2005] и авторского программного обеспечения [Васильев и др., 2007] разработана базовая компьютерная физико-химическая модель линейного массопереноса и минералообразования в магматогенно-гидротермальных системах вулканических областей.

Модель имеет вид проточного физико-химического реактора с расчетным начальным равновесным магматическим флюидом, который в процессе линейного движения просачивается через конечное число резервуаров, каждый из которых имеет собственный химический состав, температуру и давление. «Флюидом» в данной работе будем называть группу подвижных фаз «раствор + газ». При отсутствии какой-либо одной подвижной фазы флюид считается существующим. Все резервуары характеризуются единым набором независимых компонентов, исходные содержания которых для каждого резервуара задаются при постановке задачи. Целью моделирования является расчет равновесных концентраций зависимых компонентов в каждом резервуаре, а также расчет состава флюида на выходе из последнего резервуара. Модель может усложняться притоком внешнего вещества в некоторые резервуары – в этом случае сначала рассчитывается равновесие резервуара с привнесённым веществом, а затем – с веществом флюида (рис. 1). Равновесные концентрации зависимых компонентов рассчитываются методом минимизации свободной энергии Гиббса.

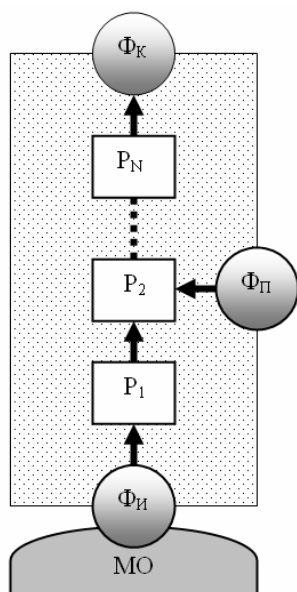


Рис. 1. Схема массопереноса модели (проточный реактор). Обозначения: МО – магматический очаг; P_1 , P_2 , P_N – физико-химические резервуары; $\Phi_{И}$ – исходный флюид, равновесный с веществом очага в его P-T условиях; $\Phi_{К}$ – конечный флюид на выходе из последнего резервуара; $\Phi_{П}$ – привносимое в некоторый резервуар вещество (данный параметр опционален, в случае привноса вещества сначала рассчитывается равновесие резервуара с привнесённым веществом, а затем – с веществом флюида).

Для модели необходимы следующие исходные данные: температура, давление и химический состав вещества в магматическом очаге, химические составы каждого резервуара и P-T условия трассы движения флюида, заданные порезервуарно или функцией.

В качестве примера рассмотрим конкретную модель подъема магматического флюида на материале, полученном при изучении Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы.

За вещественную основу модели был принят химический состав пород в разрезе скважины ГП-3 по данным исследования шлама и керна [Рычагов и др., 2002]. Из данного состава в качестве независимых компонентов модели выбраны следующие элементы: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, S, C, H и O. Добавлены рудные компоненты (Au, Ag, Hg, Cu, Pb, Zn, Sn) и Cl. Для последних взяты их кларковые содержания по А.Е. Ферсману [Справочник..., 1990]. Анализы по скважине даны для 22-х точек по глубине (от 64 до 2500 м), следовательно, были приняты 22 резервуара с нумерацией снизу вверх (в направлении движения флюида). Масса каждого резервуара принята равной 1 кг.

Состав первичного магматического флюида был рассчитан из равновесия чистой воды со справочным средним составом андезита [Богатиков и др., 1987] при 900°C и 772 бар, что в данных условиях соответствует глубине 3000 м. Пересчитанный на мольные количества равновесный состав 1 кг исходного магматического флюида приведен в таблице 1. В

резервуары с 20 по 22 (глубины 372 – 64 м) дополнительно вводился метеорный раствор, состав которого был усреднен из данных [Справочное..., 1979].

Таблица 1. Пересчитанный на мольные количества расчетный равновесный состав 1 кг исходного магматического флюида.

Компонент	Содержание, моль/кг флюида
Si	0,114816406220
Al	0,000000000018
Fe	0,000005850223
Ca	0,000000911932
Mg	0,000000000000
Na	0,034386311631
K	0,000030238862
S	0,016206240288
C	0,000000000000
H	110,570228587112
O	55,513184696991
Cl	0,053491105747
Au	0,000000025312
Ag	0,000000925300
Hg	0,000000248800
Cu	0,000378416818
Pb	0,000077073933
Zn	0,003052783097
Sn	0,000000000316

Температуры резервуаров интерполировались полиномиальной интервальной регрессией из данных [Белоусов и др., 2002]. Расчетная геотерма по скважине показана на рис. 2. Литостатическое давление в резервуарах рассчитывалось исходя из принятой средней плотности пород 2,57 г/см³. Петрофизические свойства пород в разрезе скважины ГП-3 были любезно предоставлены С.Н. Рычаговым. В таблице 2 приведены глубины резервуаров, их P-T характеристики, а также пересчитанные на мольные количества содержания основных независимых компонентов.

Зависимые компоненты были отобраны из баз данных ПК «СЕЛЕКТОР». Это 170 конденсированных фаз (базы данных b_Berman.DB, s_RobieHemingway.DB, s_sprons98.DB), 155 компонентов водного раствора (база

данных a_sprons98.DB) и 9 компонентов газовой фазы (база данных g_sprons98.DB).

Таблица 2. Характеристики модельных резервуаров и мольные количества их независимых компонентов. Для рудных компонентов (Au, Ag, Hg, Cu, Pb, Zn, Sn) и хлора приняты их кларковые содержания.

Резервуар	H, м	T, °C	P, бар	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	S	C	H	O
1	2500	580	643	8,48	3,25	0,73	1,84	0,75	0,80	0,46	0,93	-	3,17	30,42
2	2340	525	601	8,99	3,24	0,95	1,18	0,35	0,32	0,67	0,82	0,10	4,50	31,04
3	2130	475	547	8,68	3,41	1,14	1,41	0,35	0,90	0,43	0,66	-	4,09	30,45
4	2004	450	515	7,56	3,99	0,61	1,36	0,86	0,75	0,74	1,19	0,05	3,79	30,45
5	1998	449	513	6,50	4,17	1,28	1,36	0,51	0,73	0,84	1,23	-	5,70	30,16
6	1980	445	509	8,13	3,24	0,83	1,10	1,03	0,89	0,49	1,15	-	3,78	30,42
7	1740	385	447	8,33	3,57	1,28	1,26	0,87	0,90	0,38	0,42	0,05	3,96	29,81
8	1646	366	423	8,23	3,68	1,18	2,30	0,06	1,01	0,32	0,44	-	5,22	30,50
9	1643	365	422	8,71	3,55	1,18	1,93	0,00	0,63	0,82	0,35	0,05	3,97	30,12
10	1520	332	391	9,48	3,39	0,84	1,20	0,42	0,19	1,14	0,34	0,05	3,19	30,18
11	1446	315	372	8,97	3,73	1,23	0,30	0,23	0,08	1,00	0,51	-	6,51	31,02
12	1346	290	346	9,61	3,91	0,74	0,93	0,00	0,47	0,77	0,40	-	4,84	31,24
13	1310	280	337	9,10	3,14	1,45	0,27	0,26	0,09	0,92	0,50	-	7,51	31,13
14	1307	278	336	9,80	3,12	0,85	0,85	0,06	1,15	0,65	0,49	-	4,60	30,98
15	1202	256	309	9,89	3,45	0,82	0,03	0,35	0,84	0,51	0,54	-	5,52	31,50
16	1090	230	280	9,83	3,31	0,79	0,48	0,31	0,74	0,44	0,53	-	6,03	31,67
17	800	183	206	9,42	3,16	0,82	0,84	1,00	1,03	0,12	0,13	-	7,66	31,32
18	701	175	180	9,32	3,11	0,94	0,93	1,00	0,90	0,10	0,13	-	7,71	31,25
19	550	160	141	8,63	3,44	0,99	0,88	0,99	0,96	0,13	0,39	-	7,61	31,16
20	372	148	96	6,86	1,88	0,63	1,81	2,24	0,57	0,23	0,45	-	19,81	33,08
21	150	121	39	11,77	2,00	0,51	0,26	0,14	0,26	0,27	0,44	-	8,30	33,36
22	64	100	16	9,90	3,62	0,61	0,52	0,97	1,17	0,54	0,28	-	1,25	29,87

Модель была рассчитана для подъема 1 кг флюида. Расчет показал, что в резервуарах с 1 по 16 (глубины от 2500 до 1090 м) флюид находится только в газовой фазе, а начиная с 20 резервуара (глубины от 372 до 64 м) – только в жидкой. На глубинах от 800 до 550 метров (резервуары 17 – 19) обе фазы сосуществуют. Характерно, что первичный флюид массой 1 кг попадает в первый резервуар (глубина 2500 м), и, как видно из диаграммы (рис 3), его масса в следующем же резервуаре (2340 м) уменьшается на порядок, порода насыщается газами, в основном кислородом и соединениями серы. Состав газовой фазы резервуаров с 1 по 19 показан на рис. 4.

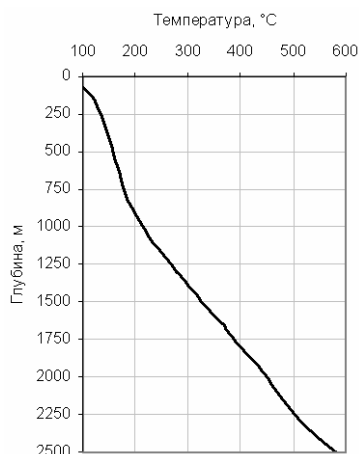


Рис. 2. Расчетная геотерма по скважине ГП-3. Интерполяция по данным [Белоусов и др., 2002].

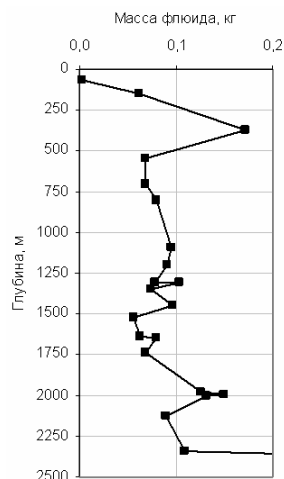


Рис. 3. Расчетное изменение массы флюида (раствор + газ) по глубине. Маркерами показано расположение модельных резервуаров.

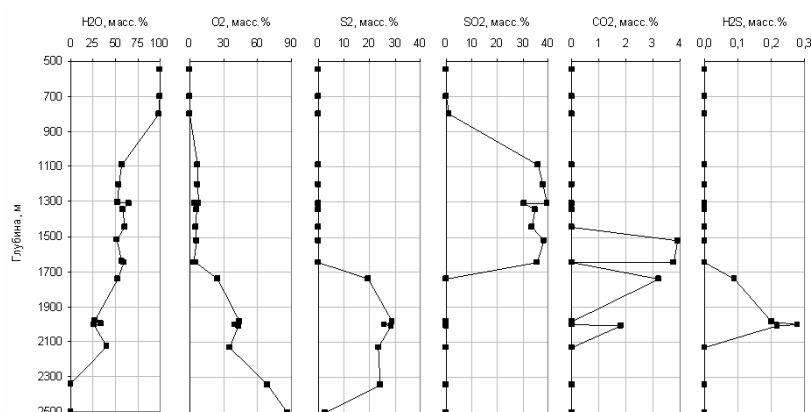


Рис. 4. Расчетное изменение содержания компонентов газовой фазы по глубине. Содержания даны в процентах от общей массы газовой фазы. Маркерами показано расположение модельных резервуаров.

Состав фазы раствора слишком сложен, чтобы приводить его здесь полностью. Расчет показал, что в резервуарах с 17 по 22 (глубины от 800 до 64 м) существуют ненулевые концентрации 110 зависимых компонентов. Покажем поведение наиболее характерных форм переноса веществ в растворе. Компоненты породообразующих элементов по поведению можно условно разделить на три группы.

Концентрация в растворе компонентов первой группы относительно высока на глубинах 800 – 700 м, а к поверхности уменьшается практически до полного отсутствия. Это справедливо для соединений кремния, железа в хлоридной форме, натрия и калия (рис. 5). Из рудных сюда можно отнести соединения золота, меди и ртути.

Ко второй группе отнесем компоненты с прямо противоположным поведением – их концентрации в растворе существенно возрастают к поверхности. Это соединения кальция, а из рудных – серебра, свинца и цинка (рис. 6).

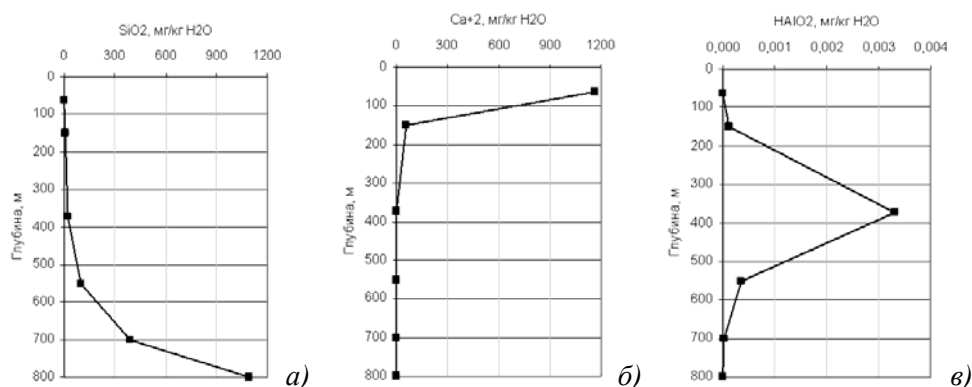


Рис. 5. Расчетное изменение концентрации растворенного а) - SiO_2 ; б) - Ca^{+2} ; в) - HAlO_2 по глубине. Такое поведение характерно для компонентов а) - I группы; б) - II группы; в) - III группы. Маркерами показано расположение модельных резервуаров.

Третья группа характеризуется максимальными концентрациями на средних для раствора глубинах – от 600 до 200 м. Ниже и выше этого интервала их концентрации незначительны. Это алюминий, железо в свободной форме и магний, а из рудных элементов – олово (рис. 7).

Ненулевые равновесные минеральные концентрации в различных резервуарах характерны для 35 конденсированных фаз. Максимальные содержания основных минералов приведены в таблице 3. Отдельно рассмотрим рудные компоненты. Золото, серебро и ртуть значительных конденсированных фаз не образуют. Медь присутствует в виде халькопирита (интервал 372 – 64 м, до 0,031 масс. %), тенорита (интервал 1310 – 1090 м, до 0,015 масс. %), куприта (глубина 800 м, 0,011 масс. %) и халькозина (глубина 701 м, 0,012 масс. %). Единичное ненулевое содержание самородной меди зафиксировано на глубине 550 м. Цинк присутствует в виде цинкита (интервал 1646 – 550 м, до 0,029 масс. %) и сфалерита (интервал 372 – 64 м, до 0,042 масс. %). Олово на глубинах ниже 1300 м равновесно в самородном виде (до 0,009 масс. %), выше этой отметки – в виде касситерита (до 0,010 масс. %).

Таблица 3. Максимальные расчетные содержания основных минералов модели после прохождения флюида по резервуарам.

Фаза	Максимум, масс.%	Резервуар	Глубина, м
Кварц	64,19	21	150
Кордиерит	35,48	8	1646
Тремолит	34,39	20	372
КПШ	33,72	10	1520
Альбит	31,30	14	1307
Анортит	30,24	17	800
Флогопит	21,30	1	2500
Парагонит	15,25	22	64
Энстатит	12,92	8	1646
Гематит	12,88	13	1310
Шпинель	12,02	5	1998
Магнетит	11,68	5	1998
Цоизит	10,65	22	64
Каолин	10,27	21	150
Ангидрит	7,33	20	372
Мусковит	6,73	21	150
Диопсид	2,64	6	1980
Лейцит	0,63	19	550
Сильвин	0,44	16	1090
Галит	0,35	13	1310

В целом, расчет показал пригодность данной концепции для моделирования массопереноса и минералообразования в магматогенно-гидротермальных системах. Результаты достаточно хорошо соответствуют литературным и природным данным.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиумов СО и ДВО РАН, проект № 117 (09-П-СО-08-006).

Список литературы

Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая конвективная система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология, 2002. № 1. С. 34 – 50.

Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.

Васильев В.И., Жатнуев Н.С. Реализация модели распределения вещества и тепла при коллизии на языке СИ++ с привлечением ПК «СЕЛЕКТОР» // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Материалы Всероссийской конференции с иностранным участием, посвященной 50-летию СО РАН и 80-летию чл.-корр. РАН Ф.П. Кренделева, 16–18 апреля 2007 г. Часть 2. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. С. 119 – 121.

Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф., Ладыгин В.М., Сандмирова Е.И. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах. // Вулканология и сейсмология, 2002. № 4. С. 3 – 21.

Справочник по геохимии / Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. М.: Недра, 1990. 480 с.

Справочное руководство гидрогеолога. Т.1 / Максимов В.М., Бабушкин В.Д. и др. Ленинград: Недра, 1979. 512 с.

Чудненко К.В. Селектор-Windows: программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов. Иркутск: ИГХ СО РАН. 2005. 97 с.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА ТЕРМОРЕНТГЕНОГРАФИИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ МИНЕРАЛО-РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОМ ОБЪЕКТЕ (гора 1004)

Л.П. Вергасова¹, С.К. Филатов², Т.М. Филофова¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: vlp@ksnet.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
e-mail: filatov@crystalspb.com

Приводится пример использования данных, полученных при детальном изучении минералообразующих процессов Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) [Большое..., 1984] для решения задач палеовулканологии. В частности, для генетических реконструкций минерало-рудообразования эруптивного центра «гора 1004», время формирования которого 1500-2000 л.н. Выявление особенностей современной постэруптивной активности и сохранность ее продуктов – метасоматитов и рудной минерализации, представляют определенный интерес для оценки рудоносной перспективности древних вулканогенных формаций и возможностей использования метода актуализма при их изучении [Набоко, Главатских, 1992].

Фумарольные поля в пределах лавовых потоков и шлаковых конусов БТТИ являются естественными лабораториями, в которых можно изучать характер протекания и вместе с тем видеть непосредственно результаты деятельности минералообразующих процессов. Установлено значительное влияние на физико-химическое состояние минералообразующей системы температуры, что проявилось в наличии вертикальной и горизонтальной зональностях, в разнообразии минералов в продуктах деятельности фумарол БТТИ. Исследование температурного параметра природной среды вулканогенного минерало- и рудообразования в областях тектоно-магматической активности составляет определенную задачу геохимических наблюдений. Полевые наблюдения и литературные данные свидетельствуют о переменном характере температурного режима минералообразования на вулканах, что возможно связано с пульсационным характером поступления газов, вторичным разогревом в сочетании с деформациями местного значения, обуславливающими миграцию центров фумарольной активности, или локальными пульсациями (суточными [Набоко, 1959], сезонными) температуры на вулканах в ходе остывания изверженных пород. Наблюдаемые резкие колебания температуры до 100-150 °С и более, например, часто обуславливаются цементацией новообразованиями шлако-пеплового субстрата и засорением выхода газа. Определение температур производилось в полевых условиях и по данным терморентгеновского эксперимента.

Полевые наблюдения, дополняемые лабораторными опытами в части изучения поведения минералов в широком интервале температур, способствуют более объективному пониманию процесса образования и преобразования минералов в современном вулканическом процессе. Осуществить моделирование твердофазовых превращений фумарольных минералов, образующихся и существующих в переменном температурном режиме, позволяет метод терморентгенографии. Этим методом можно определять пределы температурной устойчивости минералов, выявлять температуры и последовательность их термических фазовых превращений в атмосфере воздуха или иных средах, изучать термические деформации кристаллических фаз в плане решения проблем «структура-свойство» кристаллов и т.п. [Филатов, 1990]. Экспериментальные исследования проводились на природных образцах из отложений фумарол БТТИ. Объектами изучения были минералы, которые являются ведущими ассоциации минералов меди современного вулканогенно-эксталяционного существенно медного рудопроявления в пределах кратерной зоны Второго конуса Северного прорыва (СП) БТТИ [Набоко, Главатских, 1983]. Моделирование проводилось в атмосфере воздуха при нормальном давлении в интервале температур 20-700°С на дифрактометрах ДРОН-1 и ДРОН-3, оснащенных высокотемпературными приставками. Результаты экспериментальных исследований представлены в таблице, где указаны температуры и продукты фазовых превращений. Так, меланоталлит устойчив до температуры 400°С, долерофанит до 675°С, а федотовит до 625 ± 25 °С, при более высоких температурах минералы распадаются с образованием тенорита [Филатов, Вергасова, 1983; Вергасова и др., 1988; Филатов, 1990]; пономаревит устойчив до

250 °С, выше – разлагается с образованием тенорита и сильвина, разложение заканчивается при 375±25°С [Филатов, 1990]; ключевскит устойчив до температуры 625°С, выше – разлагается с образованием тенорита, а при последующем охлаждении также троилита FeS [Вергасова и др., 1989]. Пийпит при 500 °С, а камчаткит при 450°С сначала превращаются в промежуточные фазы, а затем образуется тенорит [Вергасова и др., 1988; Филатов, 1990]. Промежуточные продукты ступенчатых реакций минералообразования, например, фазы термического разложения пийпита при 500-550°С и камчаткита при 450°С, относятся к высокотемпературным новым фазам, обнаруженным в опытах по терморентгенографии пийпита и камчаткита. Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что тенорит является конечным продуктом многих минералов меди БТТИ. Это позволяет предположить образование, наряду с первичным, тенорита по фумарольным минералам меди на фоне переменного температурного режима, характерного для постэруптивного периода деятельности вулканов. В регионах с тектоно-магматической активностью логично ожидать связь интенсивности протекания постэруптивных процессов с сейсмическим и тектоническим режимами региона. Это дает объяснение широкой распространенности тенорита среди минералов эксгальций БТТИ.

Таблица. Результаты терморентгеновского исследования пределов температурной устойчивости и продуктов термического разложения в среде воздуха некоторых минералов вулканических эксгальций БТТИ.

Минерал	Температура превращения, °С	Фазовые превращения и их продукты
Пономаревит $K_4Cu_4OCl_{10}$	250	Начало разложения.
	375	Тенорит CuO; сильвин KCl
Меланоталлит Cu_2OCl_2	400	Тенорит CuO
Пийпит $K_4Cu_4O_2(SO_4)_4 \cdot MeCl$	500	Фаза X
	590-625	Тенорит CuO
Ключевскит $K_3Cu_3Fe^{+3}O_2(SO_4)_4$	625	Тенорит CuO
	20 (охл)	Троилит FeS
Федотовит $K_2Cu_3O(SO_4)_3$	625	Тенорит CuO
Камчаткит $KCu_3OCl(SO_4)_2$	450	Фаза X
	650	Тенорит CuO
	20(охл)	
Долерофанит Cu_2OSO_4	675	Тенорит CuO

В истории вулканизма Толбачинского дола БТТИ явилось лишь звеном событий в этом вулканическом районе. В период от 2000 лет тому назад и поныне периодическое возникновение эруптивных центров с формированием шлаковых конусов и лавовых потоков приурочивалось к зоне шириной до 3 км и протяженностью от подножия на юг вулкана Плоский Толбачик на 45 км. Поступление магмы контролировалось зоной глубинного разлома субмеридионального направления. Лавы различных петрохимических типов извергались разобщенно в пространстве (Северный и Южный прорывы) или совмещенно (гора 1004, Алаид). Общность геологических позиций, сходство извергавшихся базальтов позволили высказать представление о связи всех конусов Толбачинского дола с единым глубинным разломом [Большое..., 1984]. О том, что система живет постоянно, свидетельствуют также факты обнаружения реликтов фумарольной деятельности на старых конусах Толбачинского дола. Хорошая сохранность реликтов наблюдается в пределах кратерных зон горы 1004 [Набоко, Главатских, 1992; Серафимова и др., 1994; Серафимова и др., 1995]. Реликты в основном представлены отложениями рудных минералов – теноритом и гематитом. Обращает также на себя внимание скопление здесь рудных минералов в значительном количестве, вплоть до рудопроявления. Гора 1004 представляет собой комплекс сложного строения, образованный в две фазы извержения, лавы различных петрохимических типов которых изливались, наследуя подводящие каналы предыдущей фазы [Большое..., 1984]. Продукты постэруптивной деятельности первой фазы извержения, подобной СП, возможно полностью соответствовали сульфатно-оксосульфатно-хлоридно-оксохлоридно-оксидному существенно медному составу, аналогичному составу эксгальций СП БТТИ [Вергасова, Филатов, 2003], которые в результате последующей второй фазы извержения были частично уничтожены. Другая часть под влиянием высоких температур наиболее вероятно могла быть преобразована в оксидную фазу, в част-

ности, в тенорит. Устойчивость тенорита к воздействию атмосферных агентов способствовала сохранности значительной части продуктов постэруптивной деятельности горы 1004.

По данным экспериментов, а также на основании идентичности минералогическо-геохимических особенностей минерализации БТТИ и горы 1004 предполагается, что по истечении некоторого времени конечный продукт современных минералообразующих процессов на Новых Толбачинских вулканах, образовавшихся в ходе Толбачинского извержения 1975-1976 гг., будет соответствовать конечному продукту постэруптивного этапа деятельности древнего эруптивного центра «гора 1004», в той части, которая представлена в виде реликтов фумарольной деятельности.

Список литературы

Андреев В.И., Вергасова Л.П., Горбач В.А., Дрознин В.А., Дубровская И.К., Сениюков С.Л., Мирошников В.М. Особенности термальных проявлений на лавовых потоках Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 30-31 марта 2004. г. Петропавловск-Камчатский. С. 29-37.

Большое трещинное Толбачинское извержение (1975-1976 гг., Камчатка) / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с.

Вергасова Л.П., Филатов С.К., Серафимова Е.К., Старова Г.Л. Федотовит $K_2Cu_3O(SO_4)_3$ – новый минерал из вулканических возгонов // Докл. АН СССР, 1988₁. Т. 299. № 4. С. 961-964.

Вергасова Л.П., Филатов С.К., Серафимова Е.К., Варакина Т.В. Камчаткит $KCu_3OCl(SO_4)_2$ – новый минерал из вулканических возгонов // ЗВМО. 1988₂. № 4. С. 459-461.

Вергасова Л.П., Филатов С.К., Горская М.Г., Ананьев В.В., Шаров А.С. Ключевскит $K_3Cu_3Fe^{3+}O_2(SO_4)_4$ – новый минерал из вулканических возгонов // ЗВМО. 1989. № 1. С. 70-73.

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Новые минералы фумарол и их кристаллохимические особенности // Современный вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы юбилейной сессии КНЦ ДВО РАН, посвященной 40-летию Института вулканологии. 2003. Петропавловск-Камчатский, С. 83-86.

Вергасова Л.П., Дрознин В.А., Дубровская И.К. О температурном режиме на одном из Новых Толбачинских вулканов // Современный вулканизм и связанные с ним процессы. С. 86-88.

Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций // Тр. Лаб. вулканол. Вып. 16. 1959. М.: Наука. 300 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука. 1983. 165 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Реликты постэруптивной активности на старых конусах Толбачинского дола, Камчатка // Вулканология и сейсмология, 1992. № 5-6. С. 66-86.

Серафимова Е.К., Карпов Г.А., Вергасова Л.П. О первой находке линарита на шлаковых конусах Толбачинского дола (Камчатка) // ЗВМО. 1995. № 2. С. 117-118.

Серафимова Е.К., Семенова Т.Ф., Сулимова Н.В. Минералы меди и свинца древних фумарольных полей г. 1004 (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1994. № 3. С. 35-49.

Филатов С.К., Вергасова Л.П. Фазовые превращения и термические деформации меланоталлита Cu_2OCl_2 в интервале температур 190-400 С // Минералогический журнал, 1983. № 3. С. 84-89.

Филатов С.К. Высокотемпературная кристаллохимия. Л.: Недра, 1990. 288 с.

РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОХОТСКО-ЧУКОТСКОМ ВУЛКАНОГЕННОМ ПОЯСЕ

А.В. Волков, А.А. Сидоров, В.Ф. Белый, В.Ю. Алексеев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, e-mail: tma2105@mail.ru

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) представляет собой самостоятельную структуру земной коры, сложенную субаэральными вулканическими породами. В составе ОЧВП по отношению к океанической окраине выделяются внутренняя, внешняя и перивулканическая зоны. Весьма сложное строение террейнов фундамента обусловили большое разнообразие формационных типов рудных месторождений ОЧВП. Во внутренней зоне пояса чаще всего концентрируются месторождения медно-молибден-порфировой формации, содержащие золото, серебро платиноиды. Для внешней и перивулканической зон характерно золото-серебряное, серебро-полиметаллическое и олово-серебряное оруденение. Собственно золото-серебряные месторождения ($Au/Ag - 1/1-1/10$) больше распространены во внешней зоне. Однако, судя по ряду рудопроявлений, не менее широко оно развито и во внутренней зоне. Существенно серебряные месторождения ($Au/Ag - 1/10-1/1000$) приурочены к рифтогенному вулканопрогибу, осложняющему ОЧВП между Яно-Колымским и Омолонским террейнами.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс - золото-сереброносный пояс мирового значения, ничем, кроме изученности, не уступающий Андийскому и Балкано-Карпатскому металлогеническим поясам. Не смотря на 50-летнюю историю, разведка и оценка подавляющего большинства обнаруженных золото-серебряных месторождений и проявлений ОЧВП находится в самой начальной стадии. Обширная территория ОЧВП (протяженность более 3000 км) по-прежнему геологически слабо изучена. Большинство установленных проявлений и геохимических аномалий не заверены на глубину, в их пределах не проведены качественные геофизические исследования для прогноза не выходящих на поверхность («слепых») рудных тел. Не изучена проблема «корней» эпитермального оруденения их связи с медно-порфириновым оруденением.

Вместе с тем, в последние годы в мире сделаны знаменательные открытия месторождений золота и серебра эпитермального типа и золото-серебросодержащих медно-порфириновых месторождений в Тихоокеанском рудном поясе (в Индонезии, Перу, Японии, Чили, Аргентине, Папуа Новой Гвинеи. Эти месторождения по своему значению для добывающей промышленности в настоящее время выходят на третье место после золотоносных конгломератов и месторождений зеленокаменных поясов [Frimmel, 2007].

Многие из новых месторождений были открыты в старых горнопромышленных районах в результате применения качественных геофизических и геохимических работ. Особенно показателен в этом плане пример уникального месторождения золота и серебра Хисикари в Японии (250 т золота). Здесь в 1979 году на участке, где было добыто ранее около 1 т золота, были поставлены геофизические работы [Izava et al. 1991]. Поисковые скважины, заданные для проверки гравиметрической аномалии вскрыли на глубине 200 м, под покрывкой вулканитов в терригенном фундаменте серию сближенных и протяженных богатейших эпитермальных жил, со средними содержаниями золота и серебра 60 г/т.

ОЧВП включает золото-серебряные месторождения: Дукаат, Лунное, Арылах, Гольцовое, Тидит, Джульетта, Нявленга, Валунистое, Двойной, Купол, Эвенская группа, Карамкен, Хакандажа; медно-молибден-порфириновые с золотом и серебром рудные поля: Вечернее, Ольховская группа, Танюрерская группа, Эргувеемская группа, Конипьягинская группа. Кроме того, в ОЧВП известно несколько десятков перспективных рудопроявлений и более 2000 точек минерализации. Сравнительно недавно здесь выявлены два новых крупных месторождения – Купол (Западная Чукотка) и Светлое (Хабаровский край).

Практически все известные месторождения и большинство рудопроявлений с этим типом оруденения в ОЧВП находятся в распределенном фонде недр, как в Магаданской области и Хабаровском крае, так и на Чукотке. Такова инвестиционная привлекательность бананцевых высокотехнологичных эпитермальных руд.

В последние годы внимание геологов Северо-Востока привлекают большеобъемные штокверковые месторождения золота, вероятность открытия которых очень велика в Яно-Колымском золотоносной провинции. На выявление и оценку этих месторождений

ориентированы поисковые работы и выделены ассигнования в Магаданской области и на востоке Республики Саха-Якутия [Михайлов, 2006].

На Северо-Востоке России, где изученность старых россыпных приисковых районов достаточно высока, уже давно очевидно, что быстрый рост золотодобычи надо в первую очередь связывать с развитием поисковых работ в новых перспективных на бонанцевое золото-серебряное оруденение районах. Примеры уникальных по богатству и крупных по запасам золото-серебряных месторождений Кубака и Купол – неопровержимое подтверждение этого тезиса. Развитие добычи золота и серебра из бонанцевых месторождений даже в удаленных районах, как показывает примеры промышленного освоения месторождений Дукат, Лунное, Кубака, Джульетта, Хаканджа и Купол, не требует много времени.

Возможность обнаружения новых, в том числе и большеобъемных золото-серебряных объектов в ОЧВП подтверждает сопоставление известных в нем месторождений с мировыми аналогами (рис.).

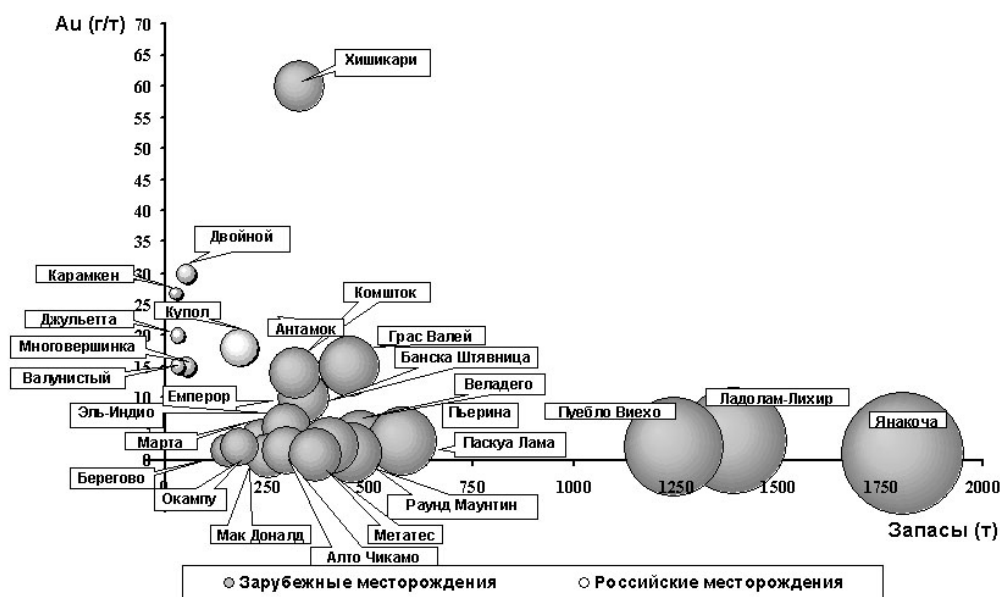


Рис. Сравнительная характеристика зарубежных и российских (ОЧВП) эпитермальных золото-серебряных месторождений на диаграмме «содержание-запасы». Данные по зарубежным месторождениям взяты из книги P.Laznicka (2006).

Золото-серебряные эпитермальные и медно-молибден-порфиновые месторождения локализованы в вулкано-тектонических структурах со сложным многоэтапным эффузивно-интрузивным режимом развития непосредственно на площади ОЧВП или в примыкающих к нему блоках мезозой в перивулканической зоне. Все структуры ОЧВП потенциально рудоносны. Однако интенсивность оруденения вулканогенных структур фрагментарно изучена лишь в южной части Охотского, во внешней части Центрально-Чукотского и внутренней части Анадырского секторов ОЧВП.

Порфировое и эпитермальное оруденение (Cu-Mo, Sn-Ag, Au-Pb-Zn-Ag, Sb-Hg), характерное для ОЧВП, обладает определенными элементами однородности во всех вулканно-плутонических структурах независимо от характера их основания (фундамента), хотя нередко представляют различные рудноформационные ряды (рудные комплексы). Эти элементы однородности тесно связаны с физико-химическими условиями минералообразования (близповерхностные или перманентно раскрывающиеся вулканогенные гидротермальные системы), что определяет также масштабную экстенсивность гидротермальных изменений пород и рудопроявлений.

Вместе с тем интенсивность порфирового и эпитермального оруденения (крупные месторождения) определяется унаследованностью от рудоносных структур гетерогенного основания ОЧВП [Волков и др., 2006]. В пределах рудного поля почти каждого месторождения отмечены пострудные, реже внутрирудные дайки андезибазальтов, что рассматривалось нами в качестве индикатора роли глубинного фронта базальтовых магм в формировании поздних гранитоидных очагов и гидротермальных систем [Сидоров, 2006].

Формирование крупных золото-серебряных месторождений по геофизическим данным может быть обусловлена несколькими причинами. Первая связана с их положением в зоне Главного (генерального) разлома ОЧВП, который на отдельных участках внешней зоны последнего трансформируется в систему глубинных разломов. Вторая обусловлена повышенной мощностью земной коры, в строении которой преобладают терригенные комплексы с первичной сульфидно-вкрапленной минерализацией. Третьей является интенсивность, экстенсивность, многоактность и различная глубина зарождения тектономагматических процессов в рудных районах от астеносферы до гранитного слоя, а также формирование крупных промежуточных палингенных очагов гранитоидного магматизма как мощных энергетических центров и источников флюидов с ассимилированными из вмещающих пород рудными компонентами, в т.ч. золотом и серебром. Последовательное проявление геологических событий, связанных с этими причинами, обусловило формирование унаследованно развивавшихся, реювенированных и нередко регенерированных месторождений как гипабиссального, так и близповерхностного (эпитермального) уровня.

Развитие эпитермальных месторождений существенно серебряного и золото-серебряного типов в структурах вулканогенных поясов во многом связано с тем, что в их основании залегают потенциально золото- и сереброносные толщи верхоянского и чукотского терригенных комплексов, а также древние метаморфические комплексы срединных массивов (кратонов), послужившие дополнительными источниками металлов для вулканогенно-плутоногенных месторождений [Волков и др., 2006].

Необходимо также отметить, что в пределах ОЧВП не обнаружено значительных золото-серебро-теллуридных месторождений и проявлений, которые Т. Ноланн [1937] тесно связывал с небольшими субвулканическими телами в кайнозойских вулканических поясах Западных штатов США. Однако этому есть объяснение. В ОЧВП и его перивулканической зоне широко распространены сравнительно молодые постумные тектонические движения, в результате которых субвулканические интрузивы обнажаются на поверхности и интенсивно эродируются. Таким образом, эпитермальные месторождения, залегающие в них, почти полностью уничтожаются. Однако в порфириновых и даже гипабиссальных Охотских гранитоидах отмечено золото-теллуридно-висмутовое оруденение – вероятно, нижний ярус («корни») эпитермальной минерализации [Волков и др., 2007].

Проблема изучения и оценки золото-серебряных месторождений близповерхностного типа в пределах вулканогенных поясов Северо-Востока России по-прежнему остается одной из наиболее актуальных задач развития минерально-сырьевой базы для добычи золота и серебра.

В качестве новых методических элементов прогнозирования и выделения перспективных площадей на золото-серебряное оруденение в ОЧВП и других поясах предлагаются широко обсуждаемые в последнее время в печати и научных конференциях новые открытия и новые результаты исследований эпитермальных золото-серебряных месторождений России и мира:

1. Унаследованное развитие металлогении Дукатского рудного района [Сидоров, Волков, 2003];

2. Условия образования бананцевых эпитермальных золото-серебряных руд в терригенных толщах под экранами вулканитов, на примере месторождения Хисикари в Японии [Волков и др., 2003];

3. Возможность обнаружения и выделения перспективных площадей на открытие в рудных районах ОЧВП большеобъемных эпитермальных высоко-сульфидизированных золото-серебряных месторождений [Стружков, Константинов, 2005];

4. Выделение перспективных площадей в рудных районах ОЧВП на открытие большеобъемных месторождений аналогов гигантского месторождения Раунд Маунтин (>500 т) в Неваде США, из руд которого (0,8-1,0 г/т Au) добывают ежегодно 23 т золота кучным выщелачиванием [Константинов и др., 2000];

5. Выделение перспективных площадей на открытие комплексных (Zn, Pb, Ag, Au, In) полиметаллических месторождений, аналог месторождение Тайоха, Хоккайдо Япония;

6. Выделение в фундаменте ОЧВП и других поясах перспективных площадей на открытие месторождений Карлинского и комплексного Au-Ag-Bi-Te типа, связанного с гранитоидами [Сидоров, Волков, 2004].

При прогнозировании золото-серебряного оруденения существует необходимость применить новые подходы, заключающиеся в выделении металлогенических зон

соответствующих отрезкам ОЧВП, сформировавшихся на автономных блоках фундамента; в реконструкции глубинного строения типовых рудных районов ОЧВП на основе сейсмических данных; в использовании новых приемов комплексного геолого-геофизического изучения разномасштабных картографических материалов (ГИС); в оригинальной компьютерной технологии дешифрирования космоснимков; в использовании результатов регионального и локального морфоструктурного анализа.

На Востоке России, учитывая слабую изученность вулканогенных поясов и зон, весьма реальны перспективы открытия не только мелких и средних бонанцевых, но и крупных золото-серебряных месторождений эпитермального типа. Потенциал же штокверкового типа эпитермальных месторождений, пригодных для отработки карьерами и кучного выщелачивания заслуживает постановки специальных поисковых и научно-исследовательских работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00135), Программы №14 Президиума РАН.

Список литературы

Волков А.В., Сидоров А.А., Томсон И.Н., Алексеев В.Ю. О многоярусном эпитермальном оруденении // ДАН, 2003. Т. 391. № 2. С. 219-222.

Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Егоров В.Н., Шаповалов В.П., Прокофьев В.Ю., Колова Е.А. Закономерности размещения и условия образования Cu-Au-порфировых месторождений Северо-Востока России // Геология рудн. месторождений, 2006. Т. 48, № 6. С. 512-539.

Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю. О корнях эпитермальных золотосеребряных месторождений // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 86-92.

Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России. М.: Научный мир, 2000. С. 270.

Михайлов Б.К. Основные направления геологоразведочных работ Федерального агентства по недропользованию по воспроизводству минерально-сырьевой базы благородных металлов // Исполз. и охрана природ. ресурсов в России, 2006. № 2. С. 51-56.

Ноллан Т. Эпитермальные месторождения драгоценных металлов // Геология рудных месторождений Западных штатов США, М.-Л.: НКТП СССР, 1937.

Российский металлогенический словарь. Санкт-Петербург. 2003.

Сидоров А.А., Волков А.В. О серебряных гигантах России // Докл. РАН, 2003. Т. 390. № 3. С. 374-378.

Сидоров А.А., Волков А.В. Генетическое разнообразие и конвергенция эпитермального золото-серебряного оруденения // ДАН, 2004. Т. 397. № 1. С. 72-77.

Сидоров А.А. Роль «послерудных» базальтоидов в формировании гидротермальных систем // ДАН, 2006. Т. 411. № 1. С. 92-95.

Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 318 с.

Izava E., Urashima Y., Ibaraki K., et al. The Hishikari gold deposits: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanic of southern Kyushu, Japan // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. Elsevier, 1990. P. 1-56.

Laznicka P. Giant Metallic Deposits - Future Sources of Industrial Metals. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2006.

Frimmel H.E. Gold Endowment of the Earth's Crust Over Time // Proceedings of the ninth biennial meeting of the society for geology applied to mineral deposits. Dublin, Ireland 20th-23rd august 2007. V. 1 P. 11-15.

МАЛОГЛУБИННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ВУЛКАНИЗМОМ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД

Г.Н. Гамянин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: ggn@igem.ru

Внутриконтинентальный вулканизм в пределах Верхояно-Колымских мезозоид не имеет широкого распространения и представлен как эффузивными, так и субвулканическими породами. Эффузивные образования наибольшим распространением пользуются в Уяндино-Ясачненском вулканическом поясе. Субвулканические штоки и дайки распространены как в вышеуказанном поясе, так и в Адыча-Тарынской структурной зоне.

К Уяндино-Ясачнинскому осадочно-вулканическому поясу относятся расположенные на юго-западной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна поля позднемезозойских эффузивов, прослеживающиеся почти непрерывной полосой от р. Уяндины на северо-западе до р. Ясачной на юго-востоке на расстояние до 1000 км при ширине пояса 20–40 км. Вулканические поля центрального отрезка Уяндино-Ясачнинского пояса расположены на окраинных горст-антиклинориях супертеррейна, в зоне его сочленения с Иньяли-Дебинским синклинорием. Вулканогенные образования пояса залегают на карбонатных и терригенных отложениях нижнего и среднего палеозоя или на мезозойских отложениях в опущенных блоках. В поясе выделены два вулканических комплекса - позднеюрский и позднемеловой [Гринберг и др., 1974]. К позднеюрскому комплексу (136-156млн. лет, К-Аг) относится осадочно-вулканогенная толща, в составе которой присутствуют базальты, андезит-базальты, миндалекаменные андезиты, липариты и их туфы, переслаивающиеся с морскими осадочными породами с остатками ауцелловой фауны. Контрастная базальт-андезит-риолитовая вулканическая формация по своим особенностям [Дылевский, 1996] сопоставима с аналогичными формациями энсиалической Японской островной дуги. К позднемеловому комплексу (65-94млн. лет, К-Аг) относятся континентальные эффузивы и широко развитые субвулканические тела липарито-дацитового состава.

В Адыча-Тарынской структурно-металлогенической зоне, вмещающей одноименный региональный (более 1000км) разлом, отмечаются редкие дайки, иногда субвулканические массивы дацитов и гранит-порфиоров. В участках пересечения северо-западного регионального разлома с северо-восточными несколько возрастает интенсивность вулканизма.

С вулканидами Уяндино-Ясачненского пояса связано формирование полей пропилитов (Умбинского, Интахского), вторичных кварцитов (Сумунского), золото-сереброносного колчеданно-барит-полиметаллического (Хотойдох), эпитермального серебро-сурьмяного (Тихон, Урультун), реже золото-серебряного (Кысылга, Морозовское) типов оруденения. Все они контролируются крупными глубинными разломами типа Дарпирского. В Адыча-Тарынской зоне преобладает оруденение серебро-сурьмяного (Дичек, Серп, Аид, Приметное, Узловое) типа. На северном фланге зоны, сочленяющейся с Янской структурной зоной, располагается золото-серебряное месторождение Альфа.

По верхнеюрским вулканическим породам в узлах пересечения северо-западных региональных разломов с субмеридиональными и северо-восточными развиваются **пропилитовые** изменения. Размеры полей пропилитов достигают размеров 5х8км. В участках врезов по долинам рек выявляется вертикальная зональность, проявляющаяся и в горизонтальном плане. Она выражается в смене кварц-хлорит-эпидотовой (0,001-0,0036г/т Au) фации кварц-хлорит-альбитовой (0,0045-0,00071г/т), карбонат-хлоритовой (0,0022-0,0026) и серицит-карбонатной (0,0032-0,0067). В серицит-карбонатной фации, как правило, присутствует пирит и кварц-кальцитовые просечки. В участках пропилитов, прилежащих к гранитоидным батолитам, около которых иногда развиваются скарны, отмечается их метаморфизм и просечки скарноидных минералов гранат-магнетитового состава.

Наиболее ранним является **золото-сереброносное колчеданно-барит-полиметаллическое** оруденение, связанное с вулканическими дугами. Оно представлено динамометаморфизованными месторождениями типа Куроко и имеет позднеюрский (около 150 млн. лет) возраст.

Оруденение данного типа локализуется среди эффузивно-осадочных толщ позднеюрского возраста Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. В разрезах этих толщ чередуются прослойки глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с пропилитизированными в кварц-альбит-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фации базальтами, андезитами, липаритами и их туфами [Гринберг и др., 1974]. Типичным представителем оруденения данного типа является месторождение Хотойдох [Гамянин, 1978]. Месторождение расположено на северных склонах хр. Черского на правом берегу истоков р. Умба, в 50 км от р. Идигирки к северо-западу вдоль границы сочленения хребта с Момо-Зырянской впадиной. Оно приурочено к мощному тектоническому нарушению, которое прослеживается по простиранию на 3–4 км и далее трассируется морфологически по понижениям в рельефе и ржаво-бурой окраске, за счет окисления пирита, насыщающего зону разлома. Общая мощность тектонического нарушения около 400 м, а наиболее интенсивно перемятой части – 70–80 м. К последней приурочено линзовидное рудное тело, протяженностью до 400 м, имеющее на контактах с вмещающими породами, особенно в лежачем боку, глинку трения мощностью до 10 см. В наиболее широкой части линзы наблюдается три выхода кварц-барит-колчеданных руд, мощностью от 1 до 6 м, разделенные кварц-серицит-пиритовыми метасоматитами. Метасоматиты оконтуривают рудное тело на всем его протяжении и характеризуются контрастными геохимическими аномалиями цинка, свинца и серебра, что позволяет использовать их в качестве критерия поисков "слепых" тел. Главными минералами руд (>10%) являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит и кварц. Типоморфной ассоциацией метасоматически преобразованных пород здесь является кварц-серицит-барит-пиритовая, в которой по мере приближения к рудному телу возрастает роль кварца и пирита. Особенностью данной ассоциации является присутствие барита (до 10%) и высокое содержание пирита (не менее 15%). Нередко в данной ассоциации присутствует сфалерит (до 2%). Крупные метакристаллы (до 5 мм) пирита в метасоматитах окружены струйчато-волокнистыми, нередко прихотливо изогнутыми агрегатами кварц-серицитового состава с примесью барита. В пирите присутствует примесь Ag (50 г/т) и Au (2-5 г/т). Светлая слюда представлена гидросерицитом ($K_2O - 5,7\%$, $H_2O - 4,8\%$) с повышенным содержанием Na_2O (1,6%) и TiO_2 (1,2%). Из жильных ассоциаций наиболее ранней является кварц-сфалерит-баритовая с преобладающей ролью сфалерита и барита. В участках руд неподверженных динамометаморфизму она представлена крупными призматическими зернами барита, между которыми располагаются кристаллы сфалерита и разнотельный агрегат кварца. Тетраэдрит-халькопирит-борнит-галенитовая ассоциация наиболее продуктивна на серебро. Носителем серебра в рудах являются сереброносная (до 20% Ag) блеклая руда тетраэдрит-теннантитового (до 18% As) ряда [Гамянин, Бортников, 1989] и галенит (до 3500 г/т). Из других редких серебросодержащих минералов присутствуют самородное серебро, золото (482-780 ‰, в среднем 640 ‰), матильдит и андорит [Савва, 1996]. Содержание серебра в рудах колеблется в пределах 200–500 г/т, золота – 1-3 г/т, иногда до 12 г/т. Поздняя кальцит-пиритовая ассоциация представлена преобладающим пиритом, метасоматически развивающимся по всем предшествующим ассоциациям, образуя нередко мономинеральные полосы. Кальцит выполняет интерстиции между ранними минералами. Первичные руды динамометаморфизованы. В результате этого крупнозернистые панидиоморфнозернистые руды превращены в полосчатые (от тонко- до грубополосчатых), струйчатые со спиралевидными и линзовидно-концентрическими структурами, а барит и кварц становятся ядрами жесткости и "обтекаются" сульфидным материалом. Сульфиды месторождения характеризуются положительными значениями и узким интервалом колебаний величин $\delta^{34}S$ (+7,5 - +4,1‰). Следует подчеркнуть незначительные вариации значений $\delta^{13}C$ (-1,0 - -2,6‰) и $\delta^{18}O$ (+12,3 - +13,1‰) в карбонате и кварце (+13,3 - +14,6‰) месторождения. Причем численные значения $\delta^{18}O$ в карбонате и кварце очень близки.

Субвулканические тела верхнемелового возраста, размещение которых также контролируется пересечением систем разломов изменены в фациях **вторичных кварцитов**. Они также слабо золотonosны и зональны. Отмечается вертикальная смена кварц-адуляровой фации (0,003-0,004г/т Au) кварц-серицитовой (0,006-0,0154) и монокварцевой (0,0036-0,005г/т). Как правило, поля вторичных кварцитов более локальные и среди них нередко вмещают серебро-сурьмяное оруденение.

Эпитермальное серебро-сурьмяное оруденение. Месторождения этого типа тяготеют к постаккреционным вулканогенным поясам, в которых они сопряжены с молодыми (менее 80 млн.лет) мелкими (штоки и дайки) субвулканическими интрузивами. В размещении типов

оруденения важную роль играют как региональные складчатые структуры, так и крупные глубинные разломы. Морфология сереброносных рудных тел разнообразна. Подавляющее число их (около 70%) представлено простыми линзовидными жилами небольшой мощности (до 0,5 м) и протяженности (до 80 м), приуроченными к сколовым и отрывным трещинам (Дичек, Аид). Реже отмечаются жильно-штоковерковые зоны (Тихон, Кавказ) и минерализованные зоны дробления (Урультун). Рудные тела сопровождаются аргиллизацией вмещающих пород с маломощной внутренней кварц-серицитовая зоной, прилегающей к рудным телам. В редких случаях проявлена адуляризация. Характерно многообразие текстурно-структурного рисунка руд сложного сочетания и резких текстурных переходов. Весьма типично присутствие халцедоновидного и криптозернистого кварца, чередующегося с микрозернистым, гребенчатым и сферолитово-друзовидным. Аргиллизитовые изменения вмещающих пород представлены кварц-гидрослюдисто-диккитовой ассоциацией, развивающейся не только по вулканитам, но и по вулканогенно-осадочным породам. На контактах с рудными телами существенна роль метакварца, а по мере усиления степени преобразования пород возрастает роль диккита. Из минеральных ассоциаций рудных тел основное значение имеет арсенопирит-марказит-кварцевая, на долю которой приходится 99% объема. Высокосурьмянистый арсенопирит (до 16% Sb) в виде расплывчатых полос или пятен локализуется в приальбандовых участках жил гребенчатого или шестоватодрузовидного кварца. Пластинчатый марказит приурочен к криптозернистому кварцу верхних уровней оруденения. Сереброносность руд определяет галенит-пираргирит-фрейбергитовая ассоциация, выполняющая пустотки или микротрещины в минералах предыдущей ассоциации. Фрейбергит, ведущий минерал ассоциации, имеет широкие вариации содержания серебра (15 до 50 %). В тесных сростаниях с фрейбергитом находятся многочисленные минералы серебра - пираргирит, миаргирит, стефанит, акантит, дискразит, самородное серебро. Антимонит-бертьерит-валентинит-кальцитовая с самородной сурьмой ассоциация встречается спорадически, но является индикаторной для данного типа оруденения. Она локализуется исключительно в кварцевых пустотках. Отмечаются иногда тесные сростания антимонита с миаргиритом. Кальцит, наиболее распространенный и поздний минерал ассоциации, часто наблюдается вне связи с остальными составляющими ассоциации. Кварц-диккит-язозитовая ассоциация встречается не на всех месторождениях. Она локализуется либо в пустотках, либо образует самостоятельные прожилки, зальбандовые части которых сложены диккитом, а центральные – ярозитом. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце серебро-сурьмяных месторождений 340-135°C, в кальците - 120-100°C. Характерно, что высокие температуры гомогенизации в серебро-сурьмяных месторождениях обнаруживаются только в очень крупных (>5 см) кристаллах дымчатого кварца (Дичек) в виде роевидных скоплений первичных двухфазных включений, трассирующих зоны роста. Концентрация солей во флюидных включениях кварца серебро-сурьмяных месторождений изменяется в интервале 0,7-11,7 % экв. NaCl. Отмечается существенная изменчивость солевой концентрации флюида даже в сближенных участках рудных тел. Газовая фаза рудообразующих растворов по данным хроматографического анализа в месторождениях серебро-сурьмяного типа представлена CO₂ (25,9 – 40,4 %), CH₄ (1,0 – 5,6 %) и N₂ (56,3 – 67,1 %). Отчетливо проявляется тенденция возрастания восстановленности газов с глубиной. Изотопный состав серы сульфидов варьирует в месторождениях Уяндино-Ясачненского пояса в интервале от -10,7 - до -12,3‰. В месторождениях Адыча Тарынской зоны отмечается эволюция изотопного состава серы в сторону ее облегчения от арсенопирита (-1,9‰) к гудмундиту и блеклой руде (-2,3‰), бертьериту (-4,8‰) и антимониту (-5,6‰). Различия в изотопном составе серы сульфидов связаны с провинциальными особенностями этих зон. Отмечается близость изотопного состава кислорода кальцита и кварца, но при их широких вариациях, тогда как значения δ¹³C кальцита достаточно устойчивы. Отсутствие четких генетических связей субвулканических образований с серебряным оруденением свидетельствует о телетермальном характере рудообразующих растворов. Наличие в рудах месторождений гипогенного ярозита указывает на малоглубинные (от 300 м и ниже) условия рудоотложения. Об этом свидетельствуют также ритмично-колломорфные структуры, высокие (>200 г/т) содержания Li₂O в кварце и высокая сурьмянистость арсенопирита. Многочисленные сферолитовые текстуры отражают кристаллизацию минералов в условиях резкого пересыщения растворов. Чередования колломорфных и криптозернистых структур кварца с шестовато-гребенчатыми обусловлены, вероятно, процессами взаимодействия флюидов и метеорных вод.

Золото-серебряное оруденение в пределах рассматриваемой территории имеет свою специфику, которая выражается в его локализации не только среди субвулканических образований (Морозовское), но и среди терригенных пород (Альфа) и даже роговиков (Кысылга). Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления простыми жилами и штокверковыми зонами. В субвулканических телах предрудные изменения связаны с формированием зональных вторичных кварцитов, в терригенных породах - с кварц-серицитовыми и монокварцевыми фациями околожилных преобразований. Рудная минерализация представлена последовательной сменой ассоциации халцедоновидного, микрозернистого или шестовато-сферолитового кварца с пиритом и Sb-арсениопиритом золотосодержащими халькопирит-галенит-фрейбергитовой (до 30%Ag) и серебро-сульфосольной (миаргирит, пираргирит, стефанит) ассоциациями. Золото по своему составу относится к электруму (520-690‰). Для месторождений, локализующихся в роговиках около верхнемеловых гранитоидах, сопровождающихся касситерит сульфидным оруденением, характерны повышенные концентрации висмута в галените (до 8%) и фрейбергите (до 3%). Поздние минералы – халькопирит, галенит, Ag-сульфосоли содержат примесь Se (до 4%). Изотопный состав серы отвечает таковому для всех месторождений Уяндино-Ясачненского пояса (-9,2 - -13,1 ‰).

Таким образом, можно констатировать, что малоглубинное оруденение, связанное с внутриконтинентальным вулканизмом несет специфические особенности, отличающие его от аналогичного оруденения окраинных вулканических поясов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 09-05-98593р-восток; 09-05-985-36р-восток

Список литературы

Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачнинского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Издание Якутского филиала СО АН СССР, Якутск. 1974. С. 50-107.

Гамянин Г.Н. Барит-полиметаллическая формация Колымского срединного массива // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии / Сборник научных трудов. Якутск. изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1978. С. 56-71.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С. Особенности химического состава блеклых руд из месторождений золота различных рудных формаций Восточной Якутии // Геол. рудн. мест., 1989. № 2. С. 50-62.

Дылевский Е.Ф., Зуев С.А., Шпикерман В.И. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох в верхнеюрских осадочно-вулканогенных отложениях центральной части хр. Черского // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 81-97.

Савва Н.Е. Минеральный состав и особенности перераспределения вещества руд колчеданно-полиметаллического месторождения Хотойдох // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 97-116.

О ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ДЖЕРМАХБЮРСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ АРМЕНИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Р.К. Гаспарян¹, С.М. Оганесян¹, В.Р. Гаспарян², А.Ю. Агабальян³,

¹ Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри,
e-mail: rolanga@mail.ru

² Национальная служба сейсмической защиты РА, Гюмри,

³ Министерство энергетики РА, Ереван, e-mail: vigengas@yahoo.com

Использование возобновляемых источников энергии и топливно-энергетических ресурсов недр может внести значительный вклад в решение проблемы энергетической безопасности Армении. Благодаря широкому развитию новейших вулканических процессов (более 550 вулканических центров) и наличия многочисленных гидротермальных источников, территорию РА можно отнести к наиболее перспективным регионам Малого Кавказа в отношении освоения геотермальной энергии [Асланян, 1979; Бадалян, 1986]. Основываясь на результатах ранее проведенных геолого-геофизических исследований, в настоящее время на территории Армении выделены как минимум пять-шесть участков, являющихся наиболее перспективными для поисков высокопотенциальных теплоносителей [Национальный..., 2007; Henneberger et al., 2000].

Из гидрогеотермальных ресурсов все выявленные в Армении ресурсы относятся к низкопотенциальным, так как наибольшая замеренная температура составляет 83°C (на изливе Севабердской газопоисковой скважины). В Армении выявлены два типа месторождений термальных вод: трещинно-жильные и пластовые. Суммарный их дебит - более 280 л/с. Трещинно-жильные термальные воды вскрыты в массивах изверженных и метаморфических пород на глубинах до 500 м с температурой от 35 до 64°C. К настоящему времени изучен ряд термальных минеральных систем, имеющих следующие температуры на изливе: Джермук - 64°C, Анкаван - 42°C, Арзакан - 54°C, Каджаран - 32°C, Сисиан - 45°C, Мартуни - 52°C, с минерализацией 8-12 г/л. Что касается пластовых месторождений термальных вод, то они изучены слабо и были вскрыты в основном при проведении поисковых работ на нефть и газ; их параметры: Азатаван - 42°C, глубина 2600 м; Севаберд - 83°C, глубина 3100 м. Воды характеризуются высокой минерализацией, из-за которой, например, на скважине Севаберд с минерализацией воды до 41 г/л в течение короткого периода времени устье практически полностью закрылось из-за интенсивного накопления отложений на стенках скважины.

Как известно, одно из серьезных препятствий для освоения геотермальной энергии - высокая стоимость инвестиций, прежде всего, инвестиций в геологические исследования (бурение скважин) и связанные с этим риски выявления ресурсов с необходимыми гидро-геологическими, теплофизическими и другими параметрами (размеры геотермального коллектора, минимальный дебит и температура коллектора, возможность обратной закачки охлажденных вод и др.). В связи с этим прогресс в изучении геотермальных месторождений должен опираться на использование широкого комплекса методов, среди которых ведущими являются геофизические [(Мириджанян, 2005; Gasparyan, et al., 2005; Гаспарян, 2006)].

Начиная с восьмидесятых годов прошлого века, на территории республики проводились комплексные геолого-геофизические и геотермальные исследования, целью которых являлось изучение глубинного строения полей современного вулканизма, перспективных на выявление неостывших близповерхностных магматических камер. Так, сейсморазведочными работами (МОВ, КМПВ, сеймопросвечивание) на Джермахбюрском участке левобережья р. Воротан (Сисиан) были выявлены низкоскоростные сейсмические неоднородности [Babuyan, 2007]. В центральной части первой сейсмической аномалии (район ист. Джермахбюр) была пройдена скважина, в забое которой, на глубине ~1км, температура составила 99°C. Таким образом, основываясь на данных вышеуказанных работ было решено продолжить геофизические исследования в пределах выявленных сейсмических и геотермических аномалий.

В основу представленного доклада легли результаты специальных геофизических исследований, проведенных в 2004 г. в пределах Джермахбюрской геотермальной системы, входящий в состав Гегам-Сюникского неовулканического пояса Армении.

Проведенный комплекс геофизических исследований был призван подтвердить наличие ранее выявленной геотермальной аномалии, определить характер и элементы залегания магматических очагов или интрузии, а также выявить обоснованные предпосылки наличия подвижных теплоносителей. Для решения указанных задач был применен следующий комплекс геофизических и геохимических методов: магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), аудиоманнитотеллурическое зондирование (АМТЗ), гравимагниторазведка и радиоизотопная геохимия. Интерпретация данных полевых наблюдений осуществлялась путем решения прямых и обратных задач для исходной априорной модели, сравнения расчетных полей с наблюдаемыми полями, с последующим интерактивным уточнением.

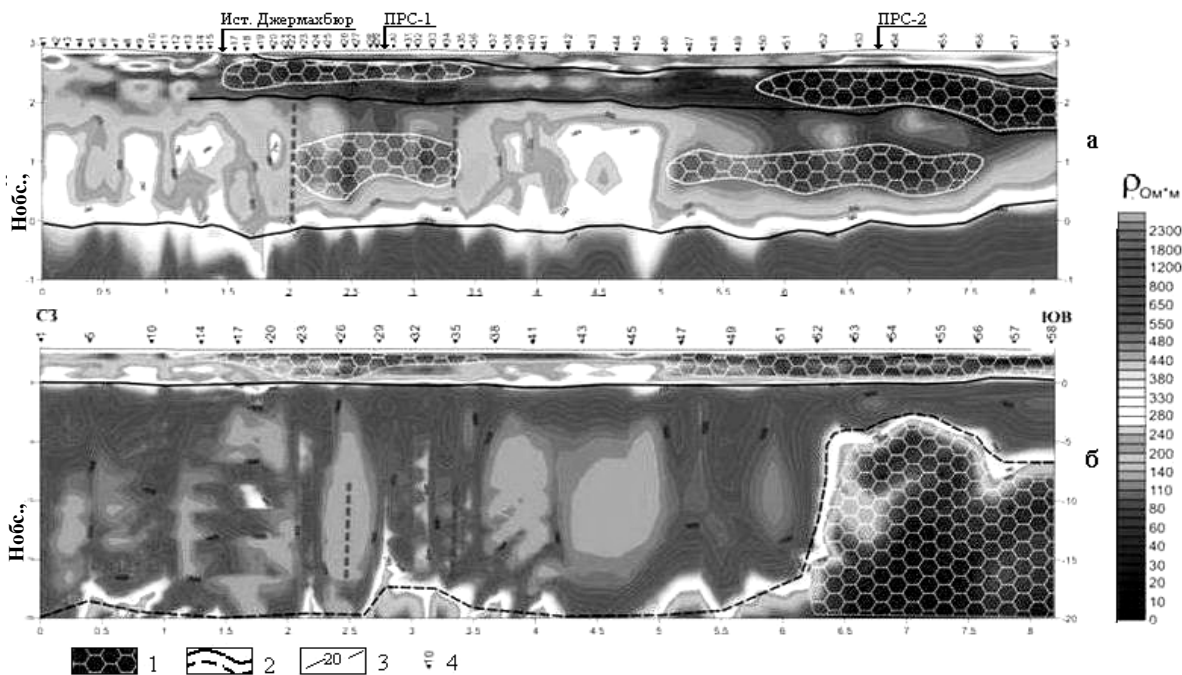


Рис. 1. 2D геоэлектрические модели Джермахбюрской геотермальной системы для глубин $h=4.0$ км (а) и $h=23$ км (б). 1- высокопроводящие геоэлектрические зоны; 2- геоэлектрические границы; 3- изолинии ρ_k в Ом·м; 4- точки и номера МТЗ и АМТЗ.

Данными МТЗ и АМТЗ на глубине 1800-2000 м локализованы несколько высокопроводящих подзон, одна из которых расположена южнее источника Джермахбюр, в центральной части ранее выявленной сейсмической неоднородности (рис. 1, 2). Вторая проводящая зона находится в юго-восточной части первого профиля на расстоянии 1.2 км от вулканического конуса Каркар. В геоэлектрическом отношении обе аномальные зоны обусловлены наличием на вышеотмеченных глубинах гидротермального теплоносителя, электрическое сопротивление которых составляет от 10 до 20 Ом·м. Наиболее интенсивные аномалии верхнего проводящего горизонта (от 200 до 400 м) наблюдаются в районе точек МТЗ NN 17-38 и 46-58 первого профиля и АМТЗ NN 21-30 и 1-6 второго профиля [Алексеев и др., 2005]. На глубине ~ 20 км, под высокоомным фундаментом выявлен опорный высокопроводящий горизонт, кровля которого поднимается на юго-востоке и северо-востоке исследуемой площади, образуя, таким образом, субвертикальную проводящую зону северного простирания. Примечательно, что в отмеченной зоне расположены вулканические конусы Каркарской группы (рис. 2).

Результаты гидрохимического и радиоизотопного ($\delta^{18}O$, δD) анализа вод геотермального источника Джермахбюр свидетельствуют о метеорном происхождении глубинного теплоносителя. Аномальные концентрации SiO_2 в водах источника и расчетные значения геотермометров дают основание оценить температуру теплоносителя на глубине от 140 до 200°C.

По результатам геофизических исследований с учетом данных ранее проведенных работ, разработана 2D геофизическая модель Джермахбюрской геотермальной системы.

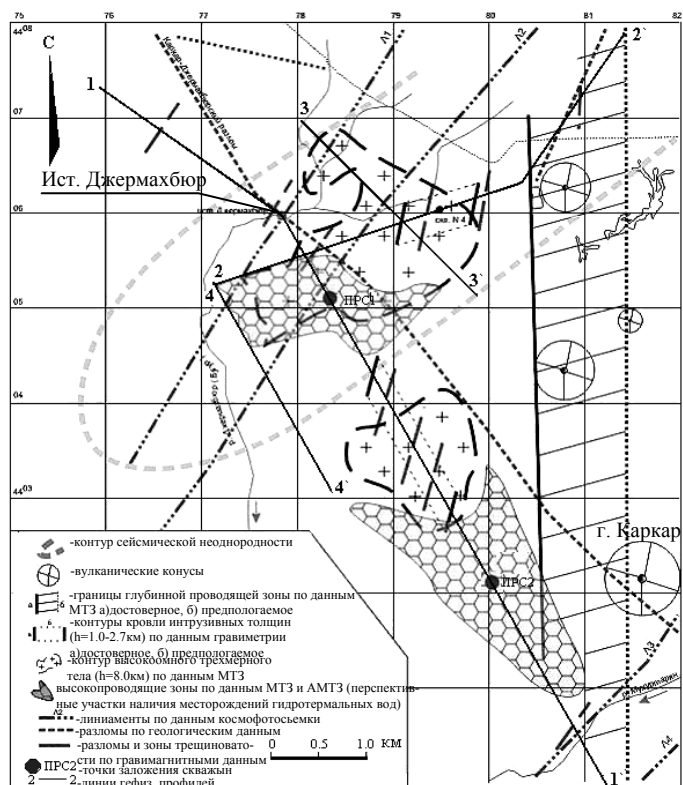


Рис. 2. Схематическая карта основных геоструктурных элементов геотермальной системы Джермахбюр (Армения) по данным геофизических исследований.

На основе этой модели предложен стартовый вариант концептуальной модели будущего геотермического месторождения, на котором отображены основные геоструктурные элементы геотермальной системы и локализованы наиболее перспективные участки, для заложения двух поисково-разведочных скважин (ПРС-1, ПРС-2).

Проведенные геофизические исследования выявили ряд дополнительных, весьма убедительных предпосылок, подтверждающих объективную перспективность Джермахбюрской геотермальной системы на предмет наличия геотермального месторождения.

Список литературы

- Алексеев Д.А., Куликов В.А., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В.** Опыт применения электромагнитных зондирований при изучении и поиске гидротермальных источников энергии. Тез. науч. конф. “Ломоносовские чтения”. М.: 2005.
- Асланян А.Т.** Некоторые вопросы изучения и использования подземного тепла в Армянской ССР // Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. Ереван, 1979. № 5. С. 3-6.
- Бадалян М.С.** Особенности новейшего вулканизма Армении. Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1986. 108 с.
- Гаспарян Р.К.** О возможностях метода магнитотеллурического зондирования при поисках и разведки термальных вод в зонах молодого вулканизма Армении. Интегрированное управление водными ресурсами Армении. Труды Национальной конференции. Ереван, 2006. С. 121-126.
- Мириджанян Р.Т.** Перспективы и критерии поисков геотермальных месторождений на территории Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле, 2005. LVIII, № 2. С. 24-27.
- Национальный Атлас Армении.** Центр Геодезии и Картографии. Том А. Ереван, 2007. 232 с.
- Baburyan G.M.** Geothermal power potential of “Jermaghbyur” geothermal site of Syunik Marz, Republic of Armenia. ENGYNE. Exploring high temperature reservoirs. Workshop abstracts. Volterra, Italy, 2007. P. 42.
- Gasparyan R.K., Oganesyanyan S.M., Aghabalyan A.Yu.** Results of complex geophysical investigations and prospects of development of the Jermaghbyur geothermal system of Syunik neovolcanic belts of Armenia. The Second Renewable Energy Conference “Energy for Future”. Erevan, Armenia, 2005.
- Henneberger R., Cooksley D., Hallberg G.** Geothermal Resources of Armenia. World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan P. 1217-1222.

МИНЕРАГЕНИЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

А.И. Голубев, В.И. Иващенко, Н.Н. Трофимов

Учреждение РАН Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: golubev@krc.karelia.ru

Карельский регион по совокупности геологических особенностей подразделяется на три домена, в категориях металлогении соответствующих металлогеническим субпровинциям: Карельской, Свекофеннской и Беломорской. В их пределах развито разнообразное оруденение, преимущественно генетически связанное с метаморфизованными вулканоплутоническими комплексами [Металлогения..., 1999] и относящееся к различным рудным формациям, отражающим специфику геологического развития этих доменов и металлогеническое своеобразие эпох рудообразования, с которыми они формировались. Существенные различия геологических, структурно-тектонических, геодинамических, формационных, геохронологических и др. особенностей названных субпровинций нашли адекватное отражение и в их металлогении. За основу типизации рудных формаций и металлогенических комплексов взяты наиболее информативные в металлогеническом аспекте детерминационные признаки: геологический возраст, металлогеническая эпоха, геотектоническая позиция, геологическая формация, генетический и минеральный типы, главные и второстепенные рудные элементы, определившие структуру классификационной таблицы рудных объектов Карелии (табл.). Кроме этого, учитывались и другие характеристические признаки, известные к настоящему времени для того или иного проявления оруденения, а также применялся критерий масштабности, согласно которому определенная рудная формация выделялась на основе имеющегося месторождения или высокоперспективного рудопроявления при условии наличия реальных предпосылок для перевода его в ранг месторождения при соответствующем доизучении.

Установленные в пределах Карельского региона закономерные ассоциации определенных рудных и геологических формаций и вулканоплутонических комплексов, подтверждают и дополнительно аргументируют правомерность его подразделения на три металлогенические субпровинции (Карельскую, Свекофеннскую и Беломорскую), а также служат обоснованием выделения для каждой из них главных металлогенических комплексов, предопределяющих их минерагеническую специфику и промышленную перспективность.

Главными металлогеническими комплексами **Карельской субпровинции** являются: среднелопийские - медно-золоторудный вулканогенный и медно-никелевый коматиит-андезибазаль-товый зеленокаменных поясов; позднелопийские - золото-редкометалльный плутоногенно-гранитный и золото-железорудный джеспилитовый; сумийский благороднометалльно-хромитовый расслоенных плутонов; ятулийский – МПГ-титан-железорудный трапповый плюмовый; свекофеннские - комплексный (V,U,Ti,МПГ,Au,Cu,Mo) пикрит-долерит-черносланцевый палеорифтовый и алмазо-носный кимберлитовый плюмовый; среднерифейский алмазонасный кимберлит-лампроитовый плюмовый; **Свекофеннской субпровинции** – среднерифейский урановый зон несогласия авлакогенов; раннерифейский редкометалльно-оловорудный зон тектоно-магматической активизации и свекофеннский комплексный (V,Mo,МПГ) черносланцевый островодужный; **Беломорской субпровинции** – позднелопийский золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый.

Промышленные металлогенические перспективы рассматриваемого региона связываются с Карельской и Свекофеннской металлогеническими субпровинциями и проявленным в их пределах оруденением следующих рудных формаций, в образовании которых участвовали полихронные вулканоплутонические комплексы: железистых кварцитов, уран-благороднометалльно-ванадиевой зон СРД, МПГ-титаномангнетитовой с ванадием, хромитовой расслоенных мафит-ультрамафитов, золото-полисульфидной и золото-сульфидно-кварцевой shear-зон (orogenic = mesothermal) и комплексной молибден-порфировой (**Карельская субпровинция**); урановой с полиметаллами зон несогласия, комплексной редкометалльно-оловорудно-скарновой, комплексной молибден-ванадиевой черносланцевой и золото-арсенидной и золото-теллуридной shear-зон (**Свекофеннская субпровинция**).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 14 Президиума РАН «Научные основы эффективного природопользования, развития минеральных ресурсов, освоения новых источников природного и техногенного сырья».

Таблица. Рудные формации и металлогенические комплексы вулcano-плутонических ассоциаций Карельского региона

Металлогеническая эпоха	Металлогенический комплекс	Вулcano-плутоническая ассоциация	Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	Главные руд. элем.	Второст. руд. элем.	Типовые примеры
Среднерифейская ТМА 1000 млн. лет	Алмазоносный кимберлит-лампроитовый плюмовый	Лампроитовая	Магматический	Алмазоносная лампроитовая	Алмазы			Костомукша
		Кимберлитовая		Алмазоносная кимберлитовая				
Раннерифейская ТМА 1350 млн. лет	Редкометалльно-оловорудный зон тектоно-магматической активизации (ТМА)	Габбро-анортозит-рапакивигранит-трахибазальтовая	Гидротермально-метасоматический	Редкоземельно-редкометалльная апогранитовая	Танталит-колумбитовый	Ta, Nb	Be	Мюзилампи Люппико
				Комплексная редкометалльно-оловорудная скарново-грейзеновая	Хризоберилл-фенакит-сфалерит-касситеритовый	Sn, Be, Zn	Cu, Pb	Хопунвара Укса, ЮЗ Люппико
				Комплексная оловорудно-скарновая	Халькопирит-сфалерит-касситеритовый	Sn, Zn	Cu	Питкяранта Кителя
				Полиметаллическая скарновая	Галенит-сфалеритовый	Sn, Zn	Sn	Ристиниemi, Валкеалампи
Свекофенская- Вепсий 1650 млн лет	Алмазоносный кимберлитовый плюмовый	Кимберлитовая	Магматический	Алмазоносная кимберлитовая	Алмазы			Кимозеро
Свекофенская - Калевий 1800 млн лет ()	Медь-урановый вулканогенно-флишоидный палеорифтовый	Базальт-андезит-дацитовая	Вулканогенно-осадочный	Урановая битумная песчаниковая	Настуранкоффинитовый	U	Mo, Ag	Птицефабрика
				Комплексная железорудно-титановая с МПГ	Ильменит-титано-магнетитовый	Ti, Fe	МПГ	Еletzозеро, Тикшозеро
	Редкоземельно-редкометалльная карбонатитовая	Пироклорколумбитовый	Nb, Ta, TR					
	Титан-медь-никель-благороднометалльный активных континентальных окраин	Риодацит-диорит-тоналит-гранитовая	Гидротермально-метасоматический	Золото-арсенидная в березитоидах shear-зон	Золото-арсенипиритовый	Au, Ag, Sb	Mo, Cu, Pb, Zn	Алатту, Пякюля, Янис
				Уран-полиметаллическая	Уранинитовый	U	Pb, Zn, Ag, As,	Варалахти Мрамор. гора
		Пироксенит-габбронорит-монцодиорит-диоритовая	Магматический	Титан-железородная	Титаномагнетитовый	Ti, Fe, V	P, Au, МПГ	Велимяки
Медно-никелевая благороднометаллическая				Халькопирит-сперрилитовый	Cu, Pt, Pd, Au	Ni,	Сурисуо, Арампилампи	

Свекофен- нская - Людикий 1920 млн лет	Комплексный (V,U,МПП, Au,Cu, Mo) пикрит- черносланцевый палеорифтовый	Габронорит- перидотитовая	Магматический	Медно-никелевая в ультрамафитах	Халькопиритовый	Cu	Ag	Линдолампи
		Пикрит- базальтовая	Полигенный гидротермаль- но-метасомати- ческий	Золото-сульфидно- кварцевая жильная	Золото-галенит- теллуридный	Au	Cu, Pb, Ag	Майское
				Уран-благороднометалльно-вана- диевая в метасоматитах зон СРД	Роскоэлит-урани- нит-полисульфидн.	V, U	МПП, Au, Mo	Падма, Царевское, Космозеро
	Вулканогенно- осадочный	Благороднометалльная черносланцевая		МПП	Au, Ag, U	Пажское		
	Комплексный (V,Mo, Pt,Au) черносланцевый островодужный	Долерит- базальтовая	Вулканогенно- осадочный	Комплексная молибден- ванадиевая черносланцевая	Молибденит-V- биотит-пиритовый	Mo, V, Zn	Pb, Pt, Pd	Ковадьярви Леппясюрья Райконкоски
Ятулийская 2100 млн лет	МПП-титан- железородный трапповый плюмовый	Трапповая (габбро- долеритовая)	Магматический	Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием	Ильменит-титано- магнетитовый	Ti, Fe, V	МПП, Au, Cu	Пудожгора, Койкарско- Святнаволоцкое
	Медно-кварцевая жильная	Cu	Mo, Au, Ag	Шуезерское				
			Гидротермаль- но-осадочный	Медистых песчаников и сланцев	Халькопирит- борнитовый	Cu	Au, Ag, Mo, W	Воронов Бор, Маймьярви
Сумийская 2400 млн лет	Благороднометалльно- хромитовый расслоенных плутонов палеорифтовый	Перидотит- пироксенит-габ- роноритовая (расслоенная)	Магматический	Малосульфидная платиномета- льная мафит-ультрамафитовая	Платино- палладиевый	Pd, Pt	Au	Бураковское, Кива- ка, Луккулайсвара
				Хромитовая в расслоенных мафит-ультрамафитах	Хромитовый	Cr	Au, Pt, Pd	Аганозерское, Шалозерское
			Гидротермаль- но-метасомати- ческий	Никель-магниева серпентинитовая	Гидроталькит- лизардитовый	Ni, Mg		Аганозеро
				Золото-кварцевая малосульфидная		Au		Аганозеро (скв. 195, скв. 229)
Позднелопий ская 2500 млн лет	Золото- редкометалльный плутоногенно- гранитный орогенный	Сиенит- гранодиорит- гранитовая	Гидротермаль- но-метасомати- ческий	Редкоземельно-редкометалльная апогранитовая	Танталит- колумбитовый	Ta, Nb	Be, Li	Вершинное, Жила Случайная
				Золото-сульфидно-кварцевая (порфировая)	Пиритовый	Au		Центральное

	Диорит-гранодиорит-гранит-порфировая			Полиметаллическая кварцевожильная	Галенит-сфалеритовый	Pb	Zn, Ag, Bi	Тухкозеро, Лебедевогорское
				Золото-сульфидно-кварцевая	Золото-пиритовый	Au	Ag	Таловейс
				Комплексная молибден-порфировая	Пирит-молибденитовый	Mo	Cu, W, Au, Re, Os, Te	Лобаш, Пяяваара, Ялонвара
				Молибденовая кварцевожильно-грейзеновая	Молибденитовый	Mo	As, Pb, Sn, Ag, Bi	Кочкома, Карташи
	Золото-железорудный джеспилитовый зеленокаменных поясов	Риолит-андезит-базальтовая	Гидротермально-метасоматический	Золото-полисульфидная в shear-зонах	Золото-пиритовый	Au	Zn, Pb, Cu, W	Большозерское, Соанйокское, Хатуноя
	Золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый	Габбро-перидотитовая	Магматический	Медно-никелевая сульфидная ультра-мафит-мафитовая	Халькопирит-пентландит-пирротин-й	Ni	Cu, МПГ, Co	Лебяжинское, Вожминское
				Хромитовая в ультрамафитах	Хромитовый	Cr	Au, Ni (?)	Ладвозерское
		Перидотит-габбро-анортозитовая	Магматический	Платинометаллическая малосульфидная ультрамафит-мафитовая	Ильменит-магнетитовый	МПГ	Au, Ti, V	Травяная Губа
				Метасоматический	Сульфидная медь-никель-кобальтовая с Au и Ag	Пирит-пирротин-халькопиритовый	Ni, Cu, Co	Au, Ag
	Среднелопийская 2800 млн лет	Медно-золоторудный вулканогенный зеленокаменных поясов	Андезит-дацит-риолитовая углеродистая	Гидротермально-метасоматический	Золото-сульфидно-кварцевая в shear-зонах	Золото-пиритовый	Au	Cu, Ag, Co
Меднорудная кварцевожильная					Халькопиритовый	Cu	Au, Ag, Co	Немиттоваара,
Молибден-кварцево-грейзеновая					Молибденитовый	Mo	Ag	Петельгубское
Медно-никелевый коматиит-андезит-базальтовый зеленокаменных поясов		Коматиит-толеитовая	Магматический	Медно-никелевая сульфидная в коматиитах	Халькопирит-пентландит-пирротин-й	Ni, Cu	Au, Co	Рыбозерское, Лещевское
				Вулканогенно-осадочный	Колчеданно-полиметаллическая	Халькопирит-сфалерит-пиритовый	Zn, Cu	Au, Ag
		Андезит-базальтовая	Медно-серноколчеданная				Cu	Au, Ag, Pb, Bi

Список литературы

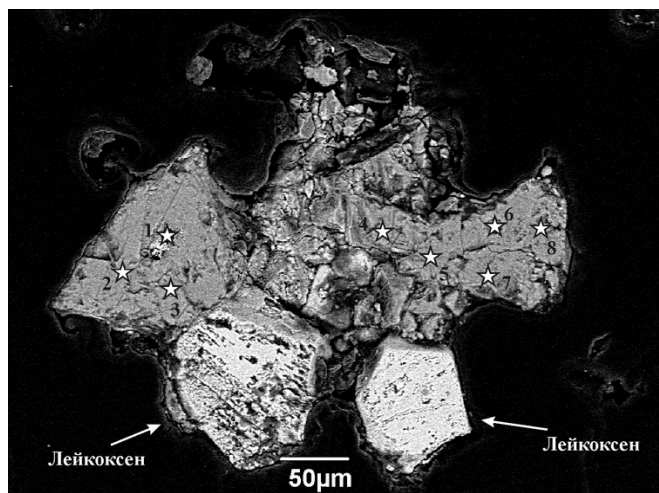
Металлогения Карелии // Под редакцией С.И. Рыбакова, А.И. Голубева. Петрозаводск, 1999. 340 с.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ГИЕРАТИТА В ИГНИМБРИТАХ ПРИМОРЬЯ

А.В. Гребенников, А.А. Карабцов, Н.И. Екимова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
e-mail: greandr@hotmail.com

Находка редкого в природе фторосиликата - гиератита сделана при изучении магнитной фракции протолочки кислых экструзивных пород г. Нежданка (Приморье, Россия).



Цифры на рисунке соответствуют номерам анализов в таблице 1.

Анализ имеющийся литературы показывает, что, до сих пор, гиератит был отмечен только в продуктах возгонов базальтовых вулканов. Фторосиликат калия (hieratite – K_2SiF_6) впервые найден среди продуктов сольфатарной деятельности вулкана Ла-Фосса на о-ве Вулькано у берегов Италии [Cossa, 1881-1882]. Свое название минерал приобрел в честь древнего названия этого острова – Гиера (Hieria). Он образует мелкие октаэдры среди сталактитовых образований fumarol кратеров Ла-Фосса и Везувий [Palache et al., 1951]. Отмечен гиератит и в постэруптивных продуктах Камчатских вулканов. Он впервые упоминается Б.И. Пийпом при описании извержений 1944-1945 гг. Ключевской сопки [1956], а позднее установлен в продуктах fumarольных полей БТТИ [Набоко, Главатских, 1992; Вергасова, Филатов, 1993], где его присутствие доказывается методами дифрактометрии в сочетании с химическими исследованиями.

Таблица 1

№ точки анализа	Диаметр - мкм; время - сек	F	Si	K	Σ	Формула
1	d-10; t-10	<u>46,81</u>	<u>11,07</u>	<u>37,49</u>	<u>95,37</u>	$K_{2,4}Si_{1,0}F_{6,2}$
		64,55	10,33	25,12	100,00	
2	d-7; t-8	<u>47,57</u>	<u>11,49</u>	<u>38,07</u>	<u>97,13</u>	$K_{2,4}Si_{1,0}F_{6,1}$
		64,42	10,53	25,05	100,00	
3	d-7; t-5	<u>48,33</u>	<u>11,57</u>	<u>38,50</u>	<u>98,40</u>	$K_{2,4}Si_{1,0}F_{6,2}$
		64,56	10,46	24,98	100,00	
4	d-10; t-5	<u>52,80</u>	<u>12,45</u>	<u>35,71</u>	<u>100,96</u>	$K_{2,1}Si_{1,0}F_{6,3}$
		67,20	10,72	22,08	100,00	
5	d-10; t-6	<u>52,84</u>	<u>12,54</u>	<u>37,04</u>	<u>102,41</u>	$K_{2,1}Si_{1,0}F_{6,2}$
		66,62	10,69	22,69	100,00	
6	скан. 13*13	<u>50,67</u>	<u>12,32</u>	<u>34,52</u>	<u>97,50</u>	$K_{2,0}Si_{1,0}F_{6,1}$
		66,87	11,00	22,13	100,00	
7	скан. 13*13	<u>50,68</u>	<u>12,34</u>	<u>34,81</u>	<u>97,83</u>	$K_{2,0}Si_{1,0}F_{6,1}$
		66,73	11,00	22,27	100,00	
8	d-8; t-8	<u>51,91</u>	<u>12,18</u>	<u>34,30</u>	<u>98,39</u>	$K_{2,0}Si_{1,0}F_{6,3}$
		67,58	10,73	21,69	100,00	

Примечание. В числителе мас.%, в знаменателе ат. %.

При изучении минерального состава сферолоидных лав риолитов палеовулкана Нежданка (44°32.42 N, 135°24.98 E), сформированного в эоцене (52,9 млн.л.н.), нами были обнаружены кристаллы гиератита. Данные минеральные агрегаты белого цвета, кубической сингонии были отобраны «попутно» при ручном – бинокулярном изучении (что исключает возможность загрязнения пробы чужеродным материалом) магнитной фракции пород экструзива – железисто-силикатных шариков и ильменитов. Гиератит был обнаружен в сростании с лейкоксеном (рисунок). Микроанализ проводился на электронном микроанализаторе JXA 8100 (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA (OXFORD, Англия) в Дальневосточном геологическом институте. Ускоряющее напряжение и ток на образцах – 20 кВ и 1×10^{-8} А, соответственно. Разрешение ППД - 137 eV. В качестве стандартов использовались неоднократно апробированные различными методами минералы. Для фтора – CaF₂ (содержание F – 48,67 мас.%), для калия и кремния – (K,Na)AlSi₃O₈ (содержание K – 8,26 мас.%; Si - 30,45 мас.%). Трудность анализа заключалась в летучести исследуемого минерала. Чтобы избежать потери элементов при испарении, пришлось варьировать диаметром зонда и временем экспозиции. В таблице 1 приведены химические составы изученного минерала. Как следует из анализов, стехиометрия минерала соответствует гиератиту. Другие примеси не обнаружены.

Таблица 2

Гиератит (эталон) ASTM 1-1171		Гиератит (образец)	
d	I	d	I
4,70	100	4,70	20,5
		3,33	4
2,88	65		
2,45	6		
2,35	70	2,35	100
		2,17	5
2,03	50	2,04	4
1,87	1		
1,82	4		
		1,69	2
1,66	12	1,66	8,5
1,57	14	1,56	7
1,44	16	1,44	2
1,38	6	1,37	3
1,36	4		
1,29	10		
1,23	4		
1,17	2		
1,14	4		
1,09	6	1,08	2,5

Рентгенограмма получена на микро-дифрактометре D8 Discover with GADDS, производства компании Bruker (Германия). Монохроматизатор CuK α , 40kV, 20 mA, коллиматор 0,3 мм. Поскольку анализ проводился не в порошковом состоянии, а на срезе образца, некоторые отражения отсутствуют, и интенсивности линий эталона и образца не совпадают. Установлено, что основные пики рентгенограммы исследуемого минерала и эталона гиератита совпадают (табл. 2).

Сферолоидные лавы г. Нежданка характеризуются порфировой структурой, обусловленной вкрапленниками кварца, плагиоклаза An₁₇₋₂₅, и санидина Or₆₃₋₆₈. Размер вкрапленников варьирует от 1,9 мм (Pl) до 3,2 мм (Snd). Ортит, ильменит и шарики самородного железа содержатся в незначительных количествах. Основная масса варьирует от стекловатой до криптозернистой. Сферолитовая структура представлена радиально нарастающими вокруг центра волокнами калиевого полевого шпата, «пропитанного» стеклом. Сферолиты располагаются по одиночке и скоплениями в виде правильных шаровидных образований, иногда они образуют небольшие сектора сферы. При

скрещенных николях в них наблюдается крестообразное погасание. Сферолиты обычно включают микрокристаллы санидина или плагиоклаза. Зачастую сферолиты в центральной части содержат пустотки различной формы и размера. На стенках пустот выделяются щетки кварца, адуляра и, иногда, ильменита. Для сферолитов г. Нежданки (K/(K+Na) – 57,7 ат.%) нами предполагается ликвационный механизм их образования [Щека и др., 2009]. В экспериментах А.А. Маракушева и др. [1990] с добавкой гиератита в силикатную смесь были выявлены процессы ликвации с образованием двухслойных текстур несмешивающихся расплавов. Характерно, что при незначительных (менее 20 мас.%) содержаниях гиератита в исходной шихте образовывались линзовидные и шаровидные текстуры.

М.А. Фаворская [1963] приводит данные по минеральному составу газовых пустот шаровых лав риолитового состава верховьев р. Нежданки, выполненных кварцем, карбонатом, сульфидами и флюоритом, что свидетельствует о высоком содержании в магме летучих соединений и, в частности, фтора. Рудопоявление бериллия, локализованное в непосредственной близости (практически в краевой части) описанного палеовулкана,

представленное адуляр-флюорит-кварцевыми жилами с берtrandитом [Коваленко, 1968], позволяет говорить уже о закономерности флюидного режима кислых игнимбритообразующих расплавов ВТС Якут-горы приводящего к отделению летучих с образованием газовых полостей и миароловых пустот, дальнейшему осаждению фторсодержащих минералов и автометасоматическому изменению пород. Широкое развитие столь неустойчивых минералов: галита и сильвина в поровых выполнениях перлитов ереванских экструзивов [Генезис..., 1992]; присутствие этих хлоридов в виде солевых расплавных включений, наряду с К и F, в кварце игнимбритов Лашкерекского массива [Наумов и др., 1989] свидетельствуют о возможности кристаллизации гиератита в обогащенных фтором кислых магмах в процессе их постепенного остывания и последующей его консервации в газовых порах.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 09-III-A-08-401 и 09-III-A-08-407.

Список литературы

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Минералы вулканических эксгаляций - особая генетическая группа // ЗВМО, 1993, № 1(24). С. 68-76.

Генезис перлита. М.: Наука, 1992. 188 с.

Коваленко А.П., Журавлев В.Н., Коваленко Р.А. О берtrandитовой минерализации в молодых вулканогенных образованиях // Геология рудных месторождений, 1968. № 5. С. 87-90.

Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Римкевич В.С. и др. Способ получения алюминия из алюмосиликатов, 1990, Патент РФ 205254, <http://ru-patent.info/20/50-54/2052544.html>.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивное фторидное минералообразование // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток. 1992. Ч. 1. С. 65-91.

Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Кононкова Н.Н. Условия кристаллизации и составы силикатных и солевых расплавов вулканоплутонического комплекса Приангренского района (Средняя Азия) // ДАН, 1989. Т. 312 (5). С. 1227-1230.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержение в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. лаб. вулканол., 1956. № 11. 309 с.

Щека С.А., Гребенников А.В., Карабцов А.А. Силикатно-металлические хондры как индикаторы флюидного режима игнимбритообразующих расплавов // Петрология, 2009 (в печати).

Фаворская М.А. Шаровые лавы бассейна р. Кенцухе (Приморский край). // Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 52-67.

Cossa, A. Sulla hieratite, nuova specie mineralogical // Transunti dell'Accademia dei Lincei – Serie, 1881-1882. № 3(6). P.141-142.

Palache C., Berman H., Frondel C. The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, 1951. Yale University 1837-1892. V. II: 99, 104.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ГЛИНЫ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА): ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУБАКВАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ

Р.Г. Давлетбаев, О.В. Ковина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: rychnsn@kscnet.ru

Аргиллизированные породы, в т.ч. гидротермальные глины, широко распространены в областях современного вулканизма. Характеристике их химического и минерального составов, физико-химических условий образования как на дневной поверхности, так и в недрах гидротермальных систем посвящены многие работы [Набоко и др., 1965; Русинов, 1989; Ерощев-Шак, 1992; и др.]. В целом, исследования были направлены на решение общих гидрогеотермических, минералогических и др. задач. Детальное изучение разрезов этих гидротермальных новообразований на всю глубину их залегания позволило обратить внимание на большую роль приповерхностного горизонта глин и других аргиллизированных пород в геохимии современных эндогенных процессов, контролирующей восходящие потоки металлоносных флюидов в структуре геотермальных месторождений [Рычагов и др., 2007, 2008]. В настоящем сообщении подводятся итоги следующего этапа исследований гидротермальных глин, залегающих на поверхности термоаномалий: распространения толщи как «самостоятельного» геологического тела, определения ее физических параметров, изменения состава и свойств глин в зависимости от положения в вертикальных разрезах и от температурных и физико-химических характеристик геотермальной среды, изучения роли отдельных минералов как вероятных концентраторов Au, Hg, полиметаллов, редких и др. элементов. Исследования выполнены в Паужетско-Камбальном-Кошелевском геотермальном районе на юге Камчатки. Объектами работ послужили термальные поля Верхне- и Восточно-Паужетское, Центральное и Южно-Камбальное; Нижне- и Верхне-Кошелевская термоаномалии (рис. 1). Изучение приповерхностного горизонта гидротермальных глин заключалось в проходке шурфов и скважин колонкового бурения (всего пройдено 26 выработок, в т.ч. на площади Нижне-Кошелевской термоаномалии – 20, глубиной до 3.0 м) с целью вскрытия полных разрезов и детального послойного описания толщи с отбором проб на минералогические, геохимические, электронно-микроскопические и др. виды аналитических работ. Методика исследований подробно изложена в статье [Рычагов и др., 2008].

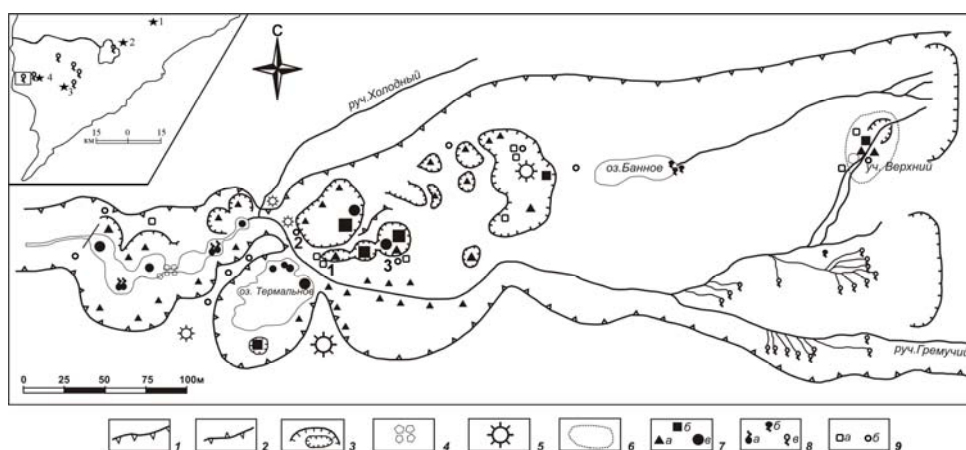


Рис. 1. Схема строения Нижне-Кошелевской термоаномалии, по работе [Рычагов и др., 2008], с изменениями. 1 – геоморфологические границы термоаномалии (основной уступ); 2 – внутренние геоморфологические границы; 3 – отрицательные термальные структуры; 4 – каменные развалы; 5 – отдельные высоты; 6 – границы локального термального поля; 7 – паро-газовые источники: а – газовые струи, б – грязевые котлы, в – кипящие озера; 8 – водные источники: а – крупные пульсирующие, б – мелкие разгрузки термальных вод, в – холодные источники; 9 – горные выработки: а – шурфы (1 – НК-1/06ШХ), б – скважины (2 – НК-10/06ШХ, 3 – НК-11/06ШХ). На врезке показаны действующие вулканы (1 – Желтовский, 2 – Ильинский, 3 – Камбальный, 4 – Кошелевский) и основные группы термальных источников, с востока на запад: разгрузки в бухте Теплая оз. Курильского, термальные поля Камбального вулканического хребта (Северное, Центральное и Южное), Паужетское геотермальное месторождение, Верхне-Кошелевские паровые струи, Нижне-Кошелевская термоаномалия (в квадрате).

Разрезы на Верхне-Паужетском термальном поле характеризуются классическим зональным строением: верхний слой (0 – 15-25 см) представлен ассоциацией каолинит + лимонит + смектиты + сера + барит + Fe-Al-Mg-Ca-сульфаты и отвечает зоне сернокислотного выщелачивания; в следующем интервале мощностью 20-50 см формируются «синие глины», глубже – монтмориллонитовые (монтмориллонит + хлорит-смектиты + иллит-смектиты + гематит + магнетит + минералы кремнезема) (рис. 2 а). Разрезы глин Нижне-Кошелевской термоаномалии существенно отличаются от таковых Паужетского месторождения. Каждый разрез имеет индивидуальное строение (рис. 2 б-г). Поверхностный горизонт глин мощностью ≥ 10 см служит зоной механического и химического выветривания с интенсивным окислением пирита, магнетита и гематита и высаживанием на акавльном температурном барьере самородной серы и сульфатов металлов. Основная по мощности нижележащая толща глин соответствует зоне углекислотного выщелачивания (ассоциация минералов монтмориллонит + хлорит-смектиты + иллит-смектиты + гематит + магнетит + пирит), но с необычно высоким содержанием сульфидов железа (пирит и марказит?) и минералов кремнезема. Толща неоднородна. Слои, насыщенные минералами кремнезема в ассоциации с пиритом, выделяются как вблизи дневной поверхности, так и у подошвы толщи. Как правило, концентрации Au, Ag, Hg, щелочных и редких элементов в этих слоях гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии от одного до трех порядков превышают средние значения для гидротермально измененных пород района. Таким образом, для разрезов гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии характерна неоднородность минерального и химического составов, высокая концентрация пирита, наличие минералов кремнезема в ассоциации с сульфидами железа. Разрез Южно-Камбального Центрального поля характеризуется высоким содержанием пирита в монтмориллонитовых глинах в интервале 30-135 см, верхний слой представляет собой переходную зону между серно- и углекислотным выщелачиванием, нижний резко отличается по составу и сложен более чем на 90% монтмориллонитом и почти не содержит пирита. Такое строение глин, аналогично с некоторыми разрезами Нижне-Кошелевской термоаномалии (рис. 2 г), объясняется тем, что шурф вскрыл активную парогазовую зону. Температурный (от 98 до 107⁰C) и физико-химический режимы зоны (наличие в пароводяной смеси коллоидов кремния и железа, а также высокая активность сероводорода) определяют формирование мощной окремненной и пиритизированной толщи глин.

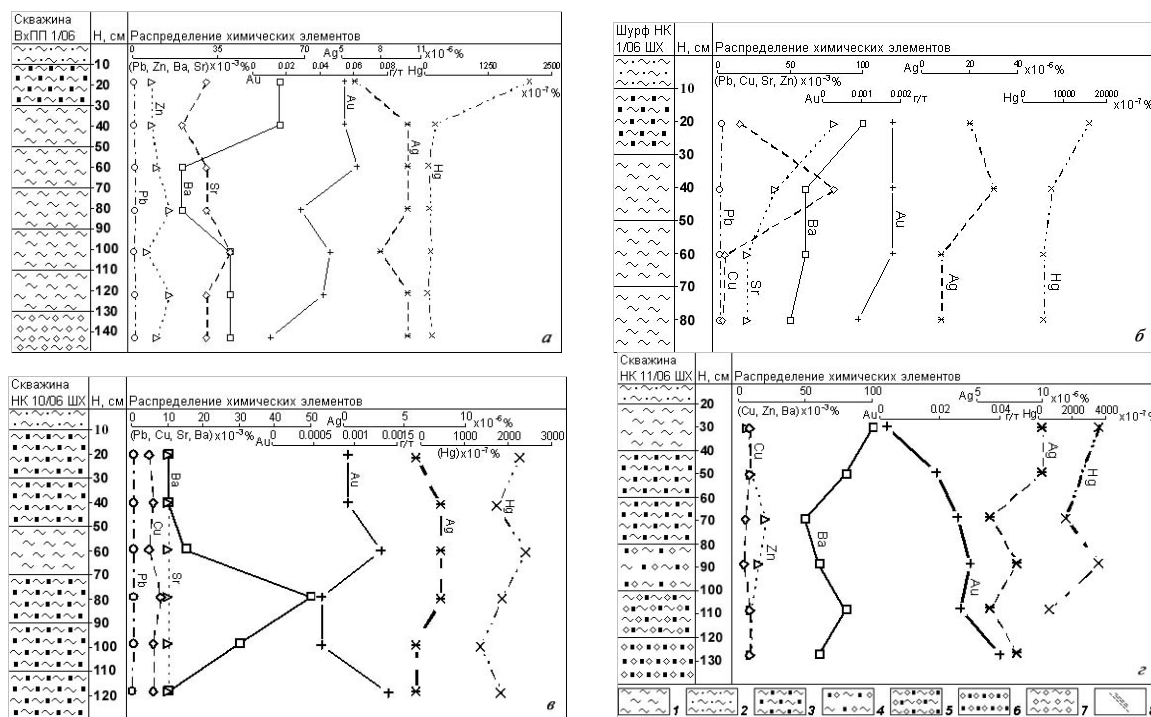


Рис. 2. Строение некоторых разрезов гидротермальных глин Верхне-Паужетского термального поля (а) и Нижне-Кошелевской термоаномалии (б-г). 1 – глины зоны углекислотного выщелачивания; 2 – то же, сернокислотного; 3 – глины с высоким содержанием пирита; 4 – интервалы, сложенные глинами, обломками пород и сульфидами; 5 – то же, с меньшим количеством глины; 6 – интервалы, сложенные окремненными обломками пород и пиритом, глина практически отсутствует; 7 – обломки пород и глина; 8 – зоны трещиноватости, вскрывающие относительно сухой пар.

Химический состав гидротермальных глин характеризуется увеличением содержания SiO₂ от верхнего к нижним слоям (табл. 1). Распределение остальных компонентов неоднородно как в вертикальных разрезах, так и по площади Нижне-Кошелевской термоаномалии. Содержания петрохимических компонентов колеблются в широких пределах (вес. %): SiO₂ = 39.53 – 58.1, Al₂O₃ = 14.78 – 26.36, FeO + Fe₂O₃ = 2.58 – 10.27, K₂O = 0.2 – 2.13, соединений серы (ппп) = 8.67 – 24.58. Гидротермальные глины остывшего термального поля Промежуточное [Вакин и др., 1976] имеют химический состав, отвечающий, в среднем, монтмориллонитовым глинам (проба НК-Пром 1/06 в табл. 1). Отобранные также за пределами термоаномалии в качестве эталонных аргиллизированные породы (проба НК-20/06-2) отличаются от современных гидротермальных глин высоким содержанием SiO₂, низкой суммой FeO + Fe₂O₃ и соединений серы. Следовательно, в гидротермальных глинах термоаномалии происходит активный современный процесс перераспределения основных породообразующих компонентов между слоями и, по-видимому, в пределах слоев. Это перераспределение отражает высокую динамику изменения состава минеральных кристаллических и аморфных фаз.

Таблица 1. Химический состав гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии

Компо- ненты	НК- 1/06	НК- 1/06	НК- 1/06	НК- 1/06	НК- 10/06	НК- 10/06	НК- 10/06	НК- 10/06	НК- 10/06	НК- 10/06	НК- 16/06	НК- 9/06-1	НК- 9/06-2	НК- 10/06-2	НК- Пром 1/06	НК- 20/06-2
	ШХ-1	ШХ-2	ШХ-3	ШХ-4	ШХ-1	ШХ-2	ШХ-3	ШХ-4	ШХ-5	ШХ-6	ШХ					
	Интервалы отбора проб, м															
	0.7-0.9	0.5-0.7	0.3-0.5	0.1-0.3	0.1-0.3	0.3-0.5	0.5-0.7	0.7-0.9	0.9-1.1	1.1-1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1-0.3	0.1-0.3
	Содержание компонентов, вес. %															
SiO ₂	53.12	51.52	45.97	39.53	52.59	52.19	50.97	52.12	52.61	54.23	58.1	53.68	54.07	54.96	51.71	61.03
Al ₂ O ₃	21.3	26.36	25.77	25.94	14.93	14.94	14.78	15.59	15.45	15.52	18.03	20.04	17.88	18.78	20.56	20.47
Fe ₂ O ₃	2.86	1.87	2.24	1.75	8.76	8.67	9.13	8.02	7.45	6.87	4.83	5.05	5.19	5.87	7.03	1.49
FeO	0.64	0.71	1.08	1.00	1.14	0.86	1.14	0.86	0.86	0.57	0.5	1.08	1.22	0.79	2.22	0.57
CaO	0.054	0.024	0.01	0.016	1.83	1.93	2.55	2.27	2.34	2.32	1.49	1.08	1.17	0.01	3.35	0.711
MgO	0.307	0.209	0.294	0.219	3.32	3.36	2.97	3.06	3.21	3.49	1.58	1.3	1.54	2.63	2.19	1.13
Na ₂ O	0.328	0.403	0.427	0.61	0.035	0.058	0.029	0.095	0.089	0.076	1.51	0.548	0.54	0.153	1.54	0.458
TiO ₂	0.882	0.853	0.932	1.56	0.897	0.918	1.03	0.98	1.01	1.03	0.807	1.03	1.04	0.995	1.31	1.08
K ₂ O	0.638	0.607	0.617	1.36	0.2	0.314	0.367	0.3	0.3	0.212	2.13	0.512	0.63	0.252	1.08	0.927
MnO	0.017	0.015	0.014	0.011	0.109	0.114	0.161	0.149	0.159	0.157	0.183	0.071	0.061	0.103	0.099	0.018
P ₂ O ₅	0.136	0.153	0.132	0.217	0.489	0.538	0.889	0.564	0.564	0.34	0.196	0.0201	0.155	0.117	0.073	0.245
ппп	17.75	16.09	20.39	24.58	14.2	14.77	14.48	14.85	14.83	14.41	10.29	13.57	14.57	13.85	8.67	11.110
Сумма	98.032	98.814	97.866	96.793	98.5	98.662	98.496	98.858	98.872	99.225	99.646	98.341	98.066	98.5	99.832	99.239

Примечание. Химический анализ выполнен в АЦ ИВиС ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии на приборе «S4 PIONEER». Аналитики Е.В. Карташева и Н.И. Чеброва.

Количественный минералогический анализ образцов гидротермальных глин показал, что в разрезах толщи глин Нижне-Кошелевской термоаномалии преобладает монтмориллонит (монтмориллонит-сметит), в верхнем слое присутствует каолинит, тонкая фракция пирита рассеяна по всему разрезу. Глины Верхне-Паужетского термального поля имеют более сложный состав: каолинит (каолинит-сметит) присутствует во всех слоях, выделяется горизонт «синих глин» присутствием кварца, калиевого полевого шпата, альбита и более высоким содержанием пирита. Изученные образцы обладают псевдоморфной структурой: тонкие листообразные глинистые частицы слагают микроагрегаты, в основном, повторяющие форму обломков и кристаллов исходных пород (рис. 3 а-г).

Такая структура наиболее характерна для глин Верхне-Паужетского термального поля. Микроструктура глин является переходной между псевдоглобулярной и губчатой. На некоторых участках наблюдаются агрегаты сфероидальной формы диаметром от 1 до 30 мкм, на других – листообразные агрегаты, образующие мелкоячеистую сетку типа губки. На поверхности микроагрегатов, на стенках пор, выполненных глинистыми минералами, образуются кристаллы пирита кубической сингонии с размерами граней ≤ 1-4 мкм. Изучение состава фрагментов глин и слагающих их отдельных частиц и кристаллов на энергодисперсионном спектрометре показало значительное разнообразие катионного состава: Fe, Al, Mg, Ti, Mn, Ca, K, Na, P, F (устное сообщение В.Н. Соколова и М.С. Чернова, МГУ). Диагностика многих минералов затруднена вследствие того, что они образуют колломорфные структуры, характерные для начальных стадий раскristаллизации силикатных гелей. Вероятно, этим объясняется разнообразие катионного состава во многих слоях глин: образуются изоморфные минеральные смеси [Рычагов и др., 2008]. Они наиболее типичны для «молодых» гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии.

Охарактеризован минеральный состав шлиховых проб, полученных при отмучивании глинистых минералов из каждого слоя толщи гидротермальных глин. Большая часть разрезов отмечается высокими значениями содержания пирита в шлихах. Количество пирита в тяжелой фракции глин каждого слоя разреза Южно-Камбального Центрального термального поля превышает 90 об.%. Аналогичный, практически мономинеральный, состав шлихов отмечается

для многих разрезов Нижне-Кошелевской термоаномалии, за исключением отдельных слоев. В целом, пирит является основным минералом тяжелой фракции глин. Серый шлик для разреза Верхне-Паужетского термального поля представлен, в основном, кварцем и ассоциацией кварц + пирит для нижних слоев; магнетит присутствует на всех горизонтах, гематит - в средней части. Минеральный состав шлиховых проб из гидротермальных глин изученных разрезов на фоне преобладания зерен пирита характеризуется достаточно большим разнообразием и коррелирует с минеральным и химическим составами глин.

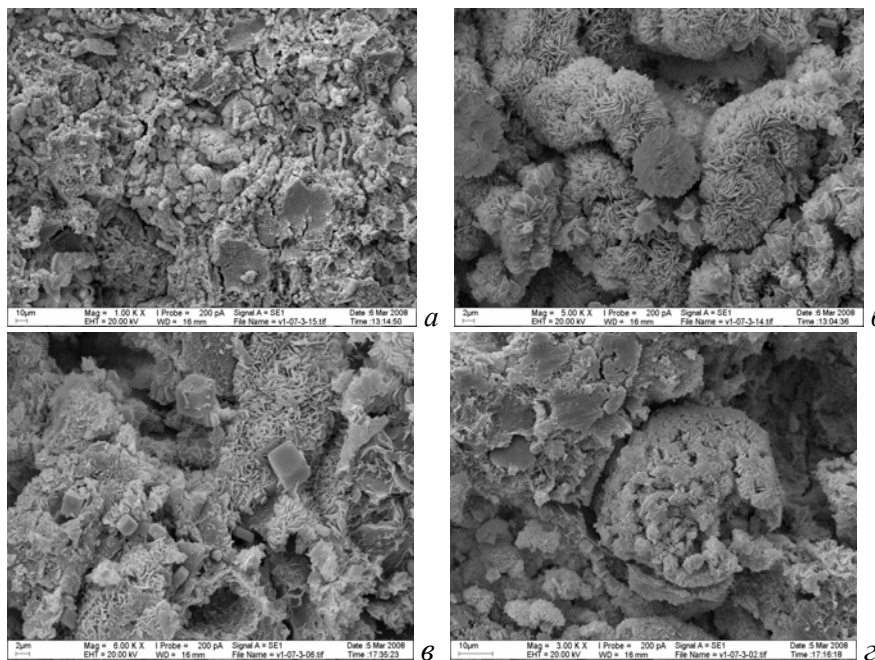


Рис. 3. Состав и структура гидротермальных глин из разреза Верхне-Паужетского термального поля по данным изучения на растворном электронном микроскопе (МГУ, кафедра инженерной и экологической геологии, по материалам В.Н. Соколова и М.С. Чернова): *а* – наиболее типичная для паужетских глин псевдоморфная структура, *б* – губчатая и псевдоглобулярная структура, *в* – листообразные агрегаты и кристаллы кубической формы новообразованного пирита, *г* – микроагрегаты в форме глобулей.

Таким образом, детальное изучение толщи глин, залегающих на поверхности геотермальных аномалий Паужетско-Камбально-Кошелевского района показало, что толща представляет собой геологическое тело, имеющее большое значение в строении гидротермально-магматических систем. Гидротермальные глины образуют на поверхности геотермальных аномалий (термальных полей) практически непрерывный чехол средней мощностью 1.5 – 1.7 м, площадь распространения чехла $\geq n \times 10^4 \text{ м}^2$. Глины, а также образующийся в них пирит в числе других современных гидротермальных новообразований, отличаются высоким уровнем концентраций Au, Ag, Hg, Ba, В, щелочных и редкоземельных элементов. Химический и минеральный составы глин существенно отличаются от таковых на различных объектах. Для Верхне-Паужетского термального поля характерно четко выраженное зональное строение глин: верхний слой мощностью до 20-30 см представляет собой зону сернокислотного выщелачивания (каолинит + каолинит-сметтит + лимонит + самородная сера + сульфаты Са, Ва и др.), нижний – углекислотного выщелачивания (монтмориллонит + монтмориллонит-сметтит + хлорит-сметтит + иллит-сметтит + пирит + гематит + магнетит и др.); между этими зонами находится горизонт «синих глин», насыщенных пиритом, мощностью 15 – 30 см. Последний служит субаквальным геохимическим (сульфидным) барьером, что было показано в работах [Королева и др., 1993; Пампура, 1985]. Для гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии характерно неоднородное строение от разреза к разрезу, наличие мощных толщ пиритизированных и окварцованных монтмориллонитовых глин, в отдельных слоях преобладает гематит. Пиритизированные и окремненные участки разрезов приурочены к высокотемпературным фумаролам и зонам продувки «сухого» (перегретого) пара. Эти участки выделяются и относительно высокими концентрациями в глинистых минералах и монофракциях пирита Au, Ag, Hg, некоторых других элементов. В целом, высокий геохимический фон в гидротермальных глинах Нижне-Кошелевской термоаномалии связан с поступлением газо-гидротермального флюида из глубинного источника, о чем свидетельствуют геологические, геофизические и изотопные данные [Долгоживущий..., 1980; Лебедев, Декусар, 1980]. Аналогичный геохимический режим формируется на Южно-Камбальном Центральном термальном поле, для которого имеются обоснованные предположения о связи гидротермальной конвективной ячейки с периферическим магматическим очагом Камбального вулкана [Структура..., 1993].

Следовательно, для гидротермальных глин, формирующихся в условиях высоких температур, поступления из глубины >> 2 – 3 км металлоносных растворов, углекислого газа и углеводородов, активного смешения их с водами поверхностного формирования, наличия интенсивно охлажденных блоков пород за счет контрастных физико-химических параметров среды - характерно неоднородное строение толщи и образование термодинамического сульфидного барьера мощностью до 1.0 м. Барьер, в отличие от такового на паужетских термальных полях, образуется на разных глубинах и на отдельных участках глин, мелких блоках - вокруг фумарол, пульсирующих источников, в зонах продувки пород перегретым паром. На основании изложенного, гидротермальные глины Паужетского геотермального месторождения можно отнести к новообразованиям зрелого типа, формирующимся на протяжении голоцена, гидротермальные глины Нижне-Кошелевского геотермального месторождения и Южно-Камбального термальных полей, по-видимому, являются более молодыми образованиями, как и сами вмещающие их геологические структуры. Температурные и физико-химические условия и особый геохимический режим в зонах восходящего металлоносного флюида Нижне-Кошелевской термоаномалии и Южно-Камбального термального поля, по-видимому, определяют следующие особенности строения гидротермальных глин: разнообразие минерального состава толщи, наличие широкого ряда катионов (Fe, Mg, Mn, Al, Ti, Ca, K, Na и др.) в структуре смешанослойных минералов, большую роль коллоидных соединений в формировании глин и геохимических барьеров. Минералами-концентраторами рудных элементов в гидротермальных глинах служат пирит, сульфаты и, по-видимому, ряд алюмосиликатов. Последние обладают пористой структурой и способностью к широкому замещению катионов, перечисленных выше. В отдельных разрезах пирит является основным сорбентом Au и Hg, на других участках в сорбции принимают участие гематит, минералы кремнезема, смешанослойные образования. В связи с этим, одно из специальных направлений наших исследований заключается в изучении роли «неавтономных минеральных фаз» (по [Таусон и др., 2006]), образующихся на поверхности зерен сульфидов, в накоплении и перераспределении микроэлементов на субквальных геохимических барьерах геотермальных месторождений. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09-05-00022а) и Президиума ДВО РАН (проекты 09-П-СО-08-004, 09-П-СО-08-006, 09-III-A-08-418, 09-III-B-08-467).

Список литературы

- Вакин Е.А., Декусар З.Б., Серезников А.И., Спиченкова М.В.** Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Ерошев-Шак В.А.** Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
- Королева Г.П., Ломоносов И.С., Стефанов Ю.М.** Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 238-280.
- Лебедев М.М., Декусар З.Б.** Проявление углеводородов в термальных водах Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология, 1980. № 5. С. 93-97.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.** Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76-118.
- Пампура В.Д.** Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск. Наука, 1985. 153 с.
- Русинов В.Л.** Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.** Роль гидротермальных глин и образующегося в них пирита в современных рудно-геохимических процессах на геотермальных полях (Южная Камчатка) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Материалы Всероссийской научной конференции (с участием иностранных ученых). Иркутск. Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 3. С. 103-108.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П.** Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 116-134.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Таусон В.Л., Логинов Б.А., Акимов В.В., Липко С.В.** Неавтономные фазы как потенциальные источники некогерентных элементов // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 1-4.

МЕДНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ТРАПХАХ ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.И. Деревская¹, В.А. Шумлянский²

¹Институт геологических наук Национальной академии наук Украины, Киев,
e-mail: zimkakatya@gmail.com

²Институт фундаментальных исследований Украинской научной ассоциации, Киев

В Украине самородномедный геолого-промышленный тип месторождений генетически связан с позднепротерозойской трапповой формацией, получившей развитие на Волыно-Подольской окраине Восточно-Европейской платформы [Гурский и др., 1995]. Толща трапповой формации верхнего протерозоя имеет мощность 450-500 м. Она формирует крупную пологую синклиналеподобную структуру, осложненную Луковско-Ратненской сводово-горстовой зоной субширотного простирания, разделяющей впадины – Брестскую на севере и Волынскую на юге (рис.). Медная минерализация локализована в образованиях волынской серии венда, объединяющей 5 свит: развитую спорадически бродовскую брекчиево-конгломерато-аргиллитовую, горбашевскую – гравелито-песчаниковую (мощностью до 50 м); заболотьевскую – преимущественно базальтовую (до 85 м); бабинскую – базальтовых туфов с редкими пластами базальтов и их лавобрекчий (общая мощность 100-200 м); ратненскую – переслаивания базальтов, их туфов, туфо- и лавобрекчий, туфоконгломератов (общая мощность 150-200 м). Общая мощность волынской серии около 450 м. В толще базальтов и туфов (трапповой формации) выделяются 10-11 горизонтов самородномедной минерализации, из которых 5-6 на некоторых участках имеют промышленные параметры [Приходько и др., 1993].

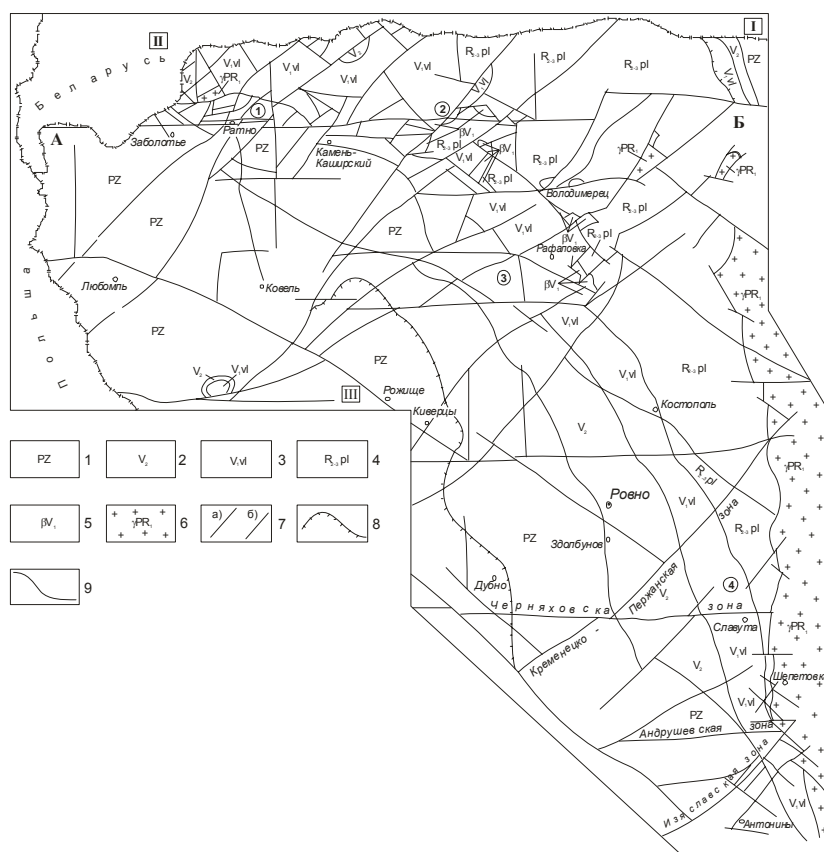


Рис. Геолого-структурная схема Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. 1 - палеозойские отложения (кембрий-карбон); 2 - могилев-подольская - каниловская серии верхнего венда; 3 - волынская серия нижнего венда (рудомещающие образования трапповой формации); 4 - полесская серия рифея; 5 - вендский интрузивный комплекс; 6 - породы кристаллического фундамента; 7 - разрывные нарушения (а - основные, б - второстепенные); 8 - границы прогибов и впадин (цифры в квадратах: I - Припятская, II - Брестская, III - Львовский палеозойский прогиб); 9 - геологические границы. А-Б - Луковско-Ратненская металлогеническая зона. Рудоносные площади (цифры в кружках): 1 - Ратненская, 2 - Кухотско-Вольская, 3 - Рафаловская, 4 - Шепетовская.

Выделены 4 рудных узла: Ратненский, Кухотсковольский, Рафаловский и Шепетовский (см. рис.). В пределах Ратненского рудного узла выявлены 6 меденосных проявлений, приуроченных к Луковско-Ратненской горстовой зоне. Глубина залегания рудоносных горизонтов от 250 до 700 м от поверхности. Среднее содержание меди в рудных телах составляет около 1,4%. Медная минерализация представлена, в основном, самородной медью в верхних частях амигдалоидных базальтовых потоков всех свит, в туфах бабинской свиты, в туфо- и лавобрекчиях ратненской свиты. Содержание сульфидов меди не более 10% от всего объема медной минерализации. В пределах Рафаловского рудного узла самородномедная минерализация приурочена к базальтам и лавобрекчиям ратненской свиты, где медь образует крупные самородки весом до 800 г. Подобные самородки были найдены еще в 20-30-х гг. XX ст. польскими геологами в районе с. В. Мидск [Мідь ..., 2006]. В базальте медь встречается в виде вкрапленности в амигдалоидах, по трещинам, в виде крупных дендритов, а также в прожилках с цеолитами, хлоритом, халцедоном, кварцем и анальцимом. Содержание меди в базальтах 0,2-1%, в лавобрекчиях – 5%. В пределах Шепетовского рудного узла распространены туфы базальтов, среди которых встречается послойная вкрапленность халькозина, а также прожилки цеолит-кварцин-баритового и хлорит-анальцимового состава с халькозином. Самородная медь имеет подчиненное значение, вместе с ней встречаются самородные свинец и золото. Содержание золота в породе (вдоль разрывных структур) достигает 0,1 г/т.

Геолого-генетическая модель месторождения характеризуется следующими чертами. Рудные залежи самородной меди имеют пластообразный многоярусный характер. Они размещаются в амигдалоидных, а иногда и в массивных базальтах, туфолавах, лавобрекчиях и туфах базальтов. Самородномедная минерализация обычно вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная. В зонах трещиноватости среди базальтов встречаются серии маломощных кварцевых прожилков с самородной медью.

Для минералов меди наиболее типичны ассоциации: в осветленных туфах на участке Жиричи – самородная медь, куприт, монтмориллонит, Са-хлорит, вайрацит, новообразованный магнетит; в осветленных туфах на Шепетовском участке – хлорит-монтмориллонит, халькозин, кварцин, кальцит, цеолиты, барит; в миндалекаменных базальтах на участке Жиричи и Рафаловской площади пустоты и трещины заполнены монтмориллонитом, Mg-хлоритом, вермикулитом, кварцем, стивенситом, стильбитом, анальцимом или вайрацитом, Mg-кальцитом с переменным количеством самородной меди; другая ассоциация в базальтах представлена алуминитом, нонтронитом, Mg-хлоритом, вайрацитом и сульфидами меди: идаитом, нукундамитом, халькопиритом.

В формировании меденосных базальтов выделяется гистеромагматический этап [Мідь ..., 2006]. За ним следует этап «автометасоматоза», который начинается палагонитизацией, а затем продолжается замещением потоков базальтов, покровов туфов, туфолав и туфобрекчий под действием нагретых подземных вод и газов. В это время образуются хлорит, монтмориллонит, вермикулит, опал, куприт, самородная медь и, вероятно, гематит. Следующий, парагидротермальный этап [Мідь ..., 2006, С. 71-90] обусловленный, вероятно, изменением всех пород, отложением эпигенетических минералов в пустотах и трещинах из нагретых растворов над предполагаемой интрузией основного состава (Рафаловский рудный узел). В периферической зоне образуется ассоциация анальцима, цеолитов, халцедона, хлорита с медью и самородным серебром. А в центральной зоне, расположенной ниже описанной, либо развитой вдоль разломов, откладываются вайрацит, кварц, хлорит, медь (либо халькозин и ковеллин). В целом, последовательность минералообразования и состав минеральных ассоциаций напоминают таковые для месторождений района оз. Верхнее (США).

Природа минерализующих растворов изучена на небольшом количестве проб. В пределах Ратненского рудного узла кальцит из кальцит-хлорит-халцедонового прожилка образовался при температуре около 240°C из растворов с $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ +10,66‰ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ –5,14‰. Кварц из прожилков в карьере на Рафаловской площади отложился при температуре от 265 до 335°C из растворов с $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от +6,05 до +8,25‰. Кальцит из прожилков, секущих базальты на этой площади, отложился при температурах 130-150°C из растворов с $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от +6,4 до +11,8‰ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ от –6,36 до –9,14 ‰. Кальцит из прожилков, секущих осветленные минерализованные туфы в пределах Шепетовского рудного узла, отложился при температурах 135-227°C из растворов с $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от +9,3 до +16,9‰ и $\delta^{13}\text{C}$ от –2,1 до –5,6‰. Таким образом, минерализующие растворы содержат «магматическую» или «метаморфическую» воду, а изотопный состав углерода CO_2 отвечает такому для углерода вулканических областей.

Предполагается, что источником воды служит водоносный горизонт рифейских песчаников мощностью до 900 м, залегающих в основании осадочного комплекса Волинского артезианского бассейна. Подземные воды в эпохи вендского магматизма и, возможно, позднепалеозойской-раннемезозойской активизации испытывали существенное нагревание (на контакте с магматическими породами температура достигала 500-600°C), в связи с чем и происходил изотопный обмен между кислородом воды и кислородом минералов изверженных или метаморфических (Шепетовский участок) пород.

Источником меди предполагаются вулканические породы трапповой формации, которые содержат медь в среднем в количестве от $1,08 \cdot 10^{-2}\%$ (базальты) до $1,3 \cdot 10^{-2}\%$ (базальтовые туфы). Часть первичной меди, возможно, имеет гистеромагматический генезис, однако роль ее в общем балансе меди весьма незначительна. Большая часть меди неизменных базальтов, по-видимому, содержится в вулканическом стекле и в акцессорном магнетите (от 0,03 до 0,14%, в среднем около 0,04%), из которых высвобождается при их замещении и разрушении (окислении).

Количество меди в базальтах зависит от степени изменения трапповой толщи парагидротермальными растворами (нагретыми подземными водами). Так, в умеренно измененных базальтах среднее содержание меди составляет $1,42 \cdot 10^{-2}\%$, тогда как в сильно измененных – $1,63 \cdot 10^{-2}\%$, т.е. изменение базальтов происходит с привнесением меди в результате ее перераспределения в эффузивной толще.

В измененных базальтах и туфах часто присутствуют и другие самородные элементы: Fe, Ag, Pb, Au.

Весьма важными представляются также концентрации меди, установленные в осадочных породах венда, подстилающих трапповую формацию. К ним относятся пролювиально-перигляциальные гравелито-конгломераты, брекчии и аргиллиты бродовской свиты и перекрывающие их перигляциальные гравелито-песчаники горбашевской свиты. В пределах Шепетовского рудного узла в них обнаружена медная минерализация – халькозин, халькопирит, изредка – самородная медь в ассоциации с галенитом, баритом, самородным свинцом и золотом. Содержание меди достигает 0,1-0,2%. Самородномедная минерализация обнаружена также в гравелитопесчаниках горбашевской свиты в пределах Ратненского рудного узла.

Сульфидная минерализация в вулканогенно-осадочных породах Волино-Подоллии недостаточно изучена, вполне вероятно выявление ее более высоких концентраций, тем более что в вендских эффузивных образованиях Беларуси отмечается присутствие богатой сульфидной минерализации [Мідь ..., 2006, С. 171-178].

Список литературы

Гурский Д.С., Приходько В.Л., Білоус В.В. Самородна мідь Волині // Мінеральні ресурси України, 1995. № 1. С. 6.

Мідь Волині // Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень: Зб. наук. пр.; К.: Логос, 2006. С. 179-197.

Приходько В.Л., Косовский Я.А., Иванов И.Н. Перспективы меденосности вулканогенных образований волинской серии Луковско-Ратненской горстовой зоны // Геол. журн., 1993. № 4. С. 138-143.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ПАУЖЕТСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА.

Е.Г. Калачева¹, Г.П. Королева²

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: keg@kcs.iks.ru

² Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: korol@igs.irc.ru

Паужетский вулканический район является одним из наиболее крупных районов Камчатки, характеризующийся интенсивной гидротермальной деятельностью. Изучению термальных вод района посвящено много работ, основная часть которых относится 50-70 гг. XX века. В данной статье приводятся новые данные по составу термальных вод, встречающихся как в естественных выходах, так и вскрытых в процессе бурения в пределах Паужетской вулcano-тектонической структуры, полученные авторами в период полевых работ. Отбор водных проб проводился в июле-августе 2005-2006 гг. На месте опробования измерялись рН, Eh и температура растворов с помощью портативного мультипараметрового анализатора WATER TEST. Общий химический анализ, включающий определение ионов NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , H_3BO_3 , H_4SiO_4 проведен в аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН потенциометрическим, объемным, колориметрическим и атомно-абсорбционным методами. Анализ микроэлементного состава выполнен в аналитическом центре Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН методом индуктивной плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS) на приборе Plasma Quad.

Геолого-гидрогеологическая характеристика района работ

В современном виде Паужетская структура представляет собой аккумулятивный тектонический свод площадью более 1600 км² с вулcano-тектонической депрессией диаметром 20x25 км в центральной части. Сложена она вулканическими образованиями миоценового, плиоценового и плейстоценового возраста [Литасов и др., 1974]. Результатом интенсивного четвертичного вулканизма стали постройки, приуроченные, в основном, к вулcano-тектоническому поднятию Камбального хребта. Современная гидротермальная деятельность сосредоточена на термальных полях действующего влк. Кошелева и Камбального хребта.

Термопроявления Камбального хребта сосредоточены в его осевой зоне (Северо-Камбальное и Южно-Камбальное термальные поля) на абсолютных отметках от 700 до 1000 м (рис. 1) и на северо-западном склоне (Восточное Паужетское поле).

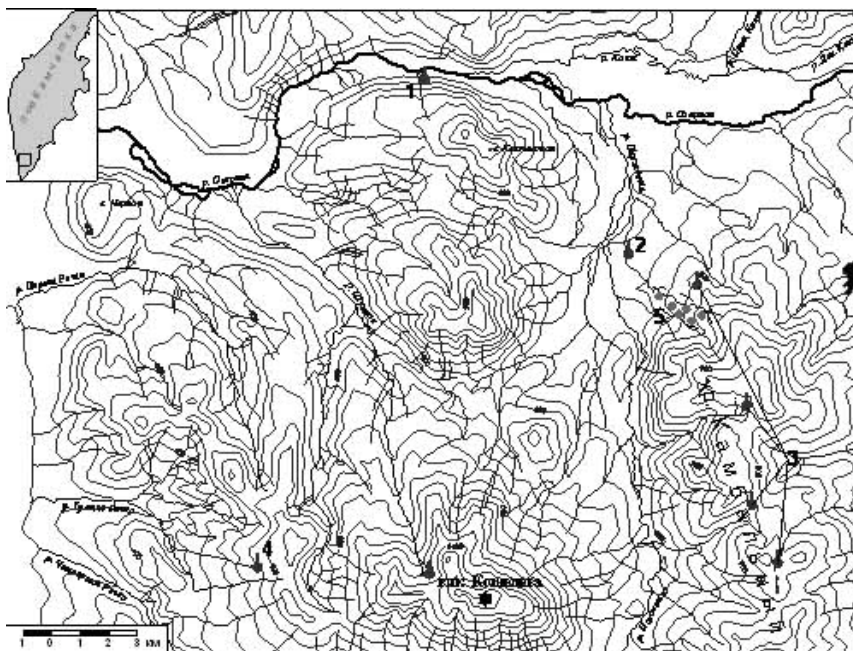


Рис. 1. Схема расположения термальных полей Паужетского района. Примечание: 1 Озерновские ключи, 2 - Нижнее термальное поле, 3 - Термальные поля Камбального хребта, 4 - Нижне-Кошелевское термальное поле, 5 - геотермальные скважины.

Выходы парогазовых струй и термальных источников приурочены к псефитовым туфам плиоценового возраста и связаны единой термоконтролирующей зоной северо-западного простирания [Белоусов и др, 1976]. Гидротермы Кошелевского вулкана (рис.1) приурочены к двум изолированным термальным полям. Верхне-Кошелевское термальное поле расположено в эрозионной котловине к северо-западу от вершины вулкана на высоте 1400 м. Парогидротермы выходят у подножия субвулканической интрузии базальтов четвертичного возраста. Нижне-Кошелевское поле находится на внешнем склоне старой соммы, сложенной четвертичными лавами, на высоте 750 м. Естественный вынос тепла парогазовыми струями данных термоаномалий достигает 50 000 и 24 800 ккал/сек соответственно [Вакин и др, 1976].

Паужетское месторождение термальных вод приурочено к вулcano-тектонической депрессии, сложенной вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями плейстоценового возраста [Литасов и др., 1974]. Скважины пробурены в долине р.Паужетка, в пределах Паужетской термоаномалии (рис.1). Разгрузка Озерновских ключей происходит на контакте туфогенных алевролитов ранне-четвертичного возраста с подстилающими породами [Святловский, Иванов, Нехорошев, 1956ф] в долине р. Озерной (рис. 1)

Результаты исследований

Во время полевых работ были обследованы термальные поля Камбального хребта (Восточно-Паужетское, Северо- и Южно-Камбальные), Нижне-Кошелевские гидротермы, Озерновские ключи и опробованы ряд скважин. Результаты проведенного химического анализа сводятся к следующему. Термальные воды, разгружающиеся в пределах сольфатарных полей хр. Камбального (рис.2) относятся к кислым или слабокислым (pH 2.1-5.8) $\text{Ca}(\text{NH}_4)\text{-Mg-SO}_4$ типа с температурой 68-98°C. Общая минерализация редко превышает 1 г/л (только в грязевых котлах), и в среднем составляет 0.6-0.8 г/л. Термы Нижне-Кошелевского поля имеют несколько отличный состав и четко разделяются на две группы сульфатных и гидрокарбонатных вод (рис. 2). Гидрокарбонатный воды представляют собой конденсат паровых струй с близ нейтральной реакцией (pH 6), низкой общей минерализацией 0,3-0,4 мг/л. Среди катионов в основном преобладает Ca^{2+} . Малодебитные кипящие грязевые котлы (Т 90-96°C) и термальные озерца (Т 60-70°C) относятся к сульфатным водам с значениями pH от 2,8 до 4.6. Среди катионов преобладает NH_4^+ , определяющий тип этих терм сульфатный аммониевый. Общая минерализация этих вод за счет более высоких концентраций SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ достигает 2-3 г/л.. Газовый состав по литературным данным [Вакин и др, 1976] существенно углекислый, в незначительных количествах встречается метан и сероводород.

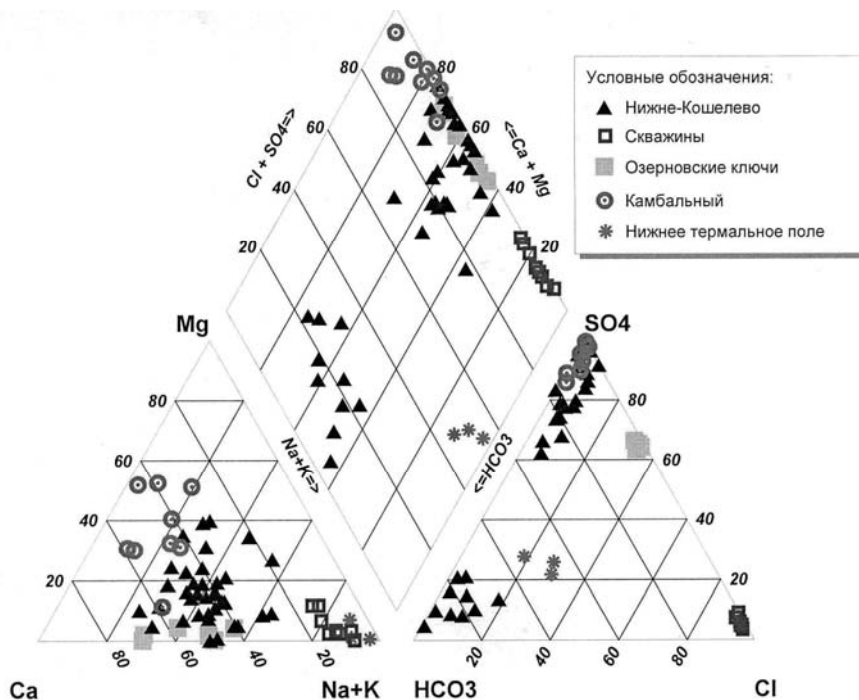


Рис. 2. Диаграмма химического состава термальных вод района.

Термальные воды, выведенные на поверхность скважинами, хорошо изучены и описаны различными исследователями. Они имеют хлоридно-натриевый (рис. 2) состав, температуру на

устье 92-98°C, pH 7,6-8,2 и общую минерализацию. 3-3.5 г/л. Следует отметить, что в процессе эксплуатации месторождения поверхностные проявления Паужетской термоаномалии претерпели изменения. Кипящие источники и гейзеры, описанные в работе [Паужетские..., 1965], исчезли, а в долине ручья Быстрого на Нижнем термальном поле (рис.1) появились ряд кипящих (Т 95°C) малодобитных котлов с водой по составу отвечающих хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типу с минерализацией 0,5-0,7 г/л и pH 7,7-8,0.

По химическому составу Озерновские ключи (рис.1) относятся к слабощелочным (pH 7,7-8,2) сульфатным натрий кальциевым водам с повышенным содержанием Cl⁻ (рис.2). Общая минерализация составляет 1,4-1,5 г/л. Газовый состав метаново-азотный [Святловский, Иванов, Нехорошев, 1956ф].

Концентрации микрокомпонентов в термальных водах района варьируют в широких пределах. Среди сидерофильных элементов наибольшие концентрации имеет Fe (0.5-4 мг/л), содержания Ni и Co составляют первые десятки, а Mo первые единицы мкг/л. В грязевых котлах наблюдаются повышенные концентрации некоторых литофильных элементов. Максимальное содержание Al (2,3 мг/л) отмечено в проявлениях Восточного Паужетского поля. Содержание Ba, Li, Rb, Sc, Ti, Cr, V составляют десятки мкг/л а Be, Zr и W - меньше единицы. Максимальные значения Li, до 10мг/л фиксируются только в термальных водах вскрытых скважинами. Халькофильные элементы в кислых сульфатных водах подвержены меньшим колебаниям. Содержания Pb, As, Zn и Cu составляют 5-35 мкг/л. По соотношению Li/Rb/Cs гидротермы района делятся на две группы (рис. 3а). Изотопные соотношения ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr во всех типах вод близки к значениям, характерным для вмещающих пород (рис. 3б). Исключение составляют часть терм Камбального хребта имеющие более высокие значения.

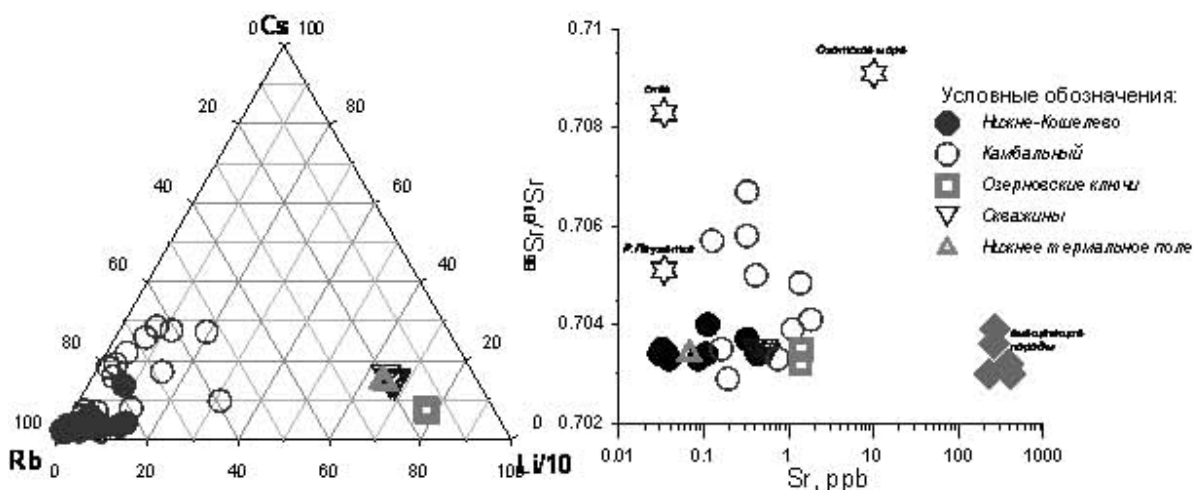


Рис. 3. Соотношение микрокомпонентов в термальных водах района: а соотношение Li/Rb/Cs; б-соотношение изотопов стронция и концентраций стронция.

Заключение

Исследуемые гидротермы района делятся в две большие группы. Гидротермы Камбального хребта и влк. Кошелева, принадлежат к особому типу вод формирующихся в вадозовой зоне гидротермальных систем, связанных активным андезитовым вулканизмом. В зависимости от рельефа и местных гидрологических условий на поверхности они проявляются в виде интенсивно газлирующих бессточных грязевых котлов, луж, горячих источников. Катионная часть вод формируется в основном за счет взаимодействия с окружающими породами, а также за счет выноса ряда элементов с глубины, захваченных парогазовой смесью. Концентрации основных породообразующих элементов и ряда микроэлементов находятся в прямой зависимости от pH и от степени взаимодействия с породами. Бессточные котлы несут большую минеральную нагрузку, чем источники. Подобные термопроявления получили название гидросульфатары [Набоко, 1959]. Основным отличием их от кислых фумарольных терм является практически полное отсутствие в составе галогенов (Cl, F), более высокие значения pH и низкая минерализация.

Поверхностных проявлений в зоне восходящего потока за счет эксплуатации геотермальных скважин в настоящее время не наблюдается. Образовавшиеся источники на Нижнем термальном поле вероятнее всего представляют собой дериваты термальных вод,

вскрытых близрасположенной скважиной. Озерновские ключи являются разгрузкой на поверхности латерального потока глубинных гидротерм.

Автор выражает глубокую благодарность д.г.-м.н. С.Н. Рычагову, за предоставленную возможность участия в Паужетской экспедиции. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 09-05-00022а).

Список литературы

Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 23-57.

Вакин Е.А., Декусар З.Б., Серезников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 58-84.

Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н и др. Паужетская вулканотектоническая структура // Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 47-72.

Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакции // Труды лаборатории вулканологии. Выпуск 16. Изд. АН СССР. Москва. 1959. 302 с.

Паужетские горячие воды на Камчатке / Под редакцией Б.И. Пийпа. М.: Наука, 1965. 208 с.

Святловский А.Е., Иванов В.В., Нехорошев А.С. Гидротермы района вулканов Кошелева и Камбального на Южной Камчатке // Отчет геотермической экспедиции 1955 г. Москва. 1956. Фонды ИВиС ДВО РАН. 300 с.

Сугробов В.М., Кононов В.И., Постников А.И. Прогнозные геотермальные ресурсы областей современного вулканизма Камчатки и Курильских островов: научные и прикладные аспекты // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский. 2005. С. 9-24.

ПОВЕДЕНИЕ МЕДИ, ЦИНКА И СВИНЦА В ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ И ОСАДКАХ ИЗ НИХ В РАЙОНЕ КИХПИНЫЧСКОГО ДОЛГОЖИВУЩЕГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (КДВЦ)

О.Ф. Карданова, С.В. Сергеева, Е.В. Карташова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: kof@kscnet.ru

Данная работа является продолжением исследований, выполненных одним из авторов в районе Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра. В экспедициях был собран большой фактический материал по химическому составу термальных вод источников и осадков из них в районе КДВЦ. При изучении хемогенных осадков из термальных вод района было обнаружено их большое разнообразие: железистые, железисто-кремнистые, кремнистые, кремнисто-серные, серные, глиноземистые, марганцовистые, сульфидные (пиритные), карбонатные. Источники среднего и верхнего течения реки Гейзерной большинство исследователей [Набоко, 1980; и др.] относят к дериватами глубинных высокотемпературных хлоридно-натриевых вод. Разбавленные Cl-Na воды были обнаружены нами на термальном поле (ТП) «Щеки», но обрушение северной стенки кратера вулкана Старый Кихпиньч полностью перекрыло это поле. Почти все типы термальных вод, выделенных Набоко С.И. [1980] для областей разгрузки гидротермальных систем, встречаются в районе КДВЦ. Гидрохимический и микрокомпонентный анализ воды, химический и приближенно-количественный спектральный анализ большинства осадков выполнены в Институте вулканологии ДВО РАН. В работе содержание меди, цинка и свинца в осадках определялось методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН).

Наличие Cu, Zn, Pb в термальных водах и осадках из них показано на рис. 1, на нем также отмечены поля, в осадках которых эти элементы определены приближенно-количественным спектральным анализом. Распределение Cu, Zn, Pb в термальных водах КДВЦ (1976-1982 гг.) рассмотрено ранее [Карданова, Сергеева, 1985]. В водах источников большинства термальных полей КДВЦ частота встречаемости Zn высокая ($\geq 70\%$). Она выше, чем Cu и Pb почти на всех полях, кроме ВГ, где преобладает Cu и **ТП 2**, где встречаемость Pb выше. Наиболее высокие содержания Zn отмечены на **ТП 1** - в конденсатах сольфатар (5,3-5,4 мг/л), в кислых водах «из-под снежника» (1,14 -1,227 мг/л) и в зоне смешения этих вод с субщелочными водами источников (94,8 мг/л). Высокое содержание Zn в разбавленных Cl-Na водах (1 мг/л) на **ТП 5**, а также в конденсате сольфатар на **ТП 18** (1,6 мг/л). Медь обнаруживается на большинстве **ТП** в $>40\%$ проб воды, наиболее высокие ее содержания встречены в некоторых источниках ВГ (1 мг/л) и ЮКТП (1,9-3,8 мг/л). Свинец встречается несколько реже, чем Cu и Zn, но на некоторых полях во многих пробах: на **ТП 1** – в 43 %, **ТП 2** – 74 %, **ТП 3** – 60 %, **ТП 18** – 49 %. Наиболее высокие содержания Pb отмечены на **ТП 1** (до 417 мкг/л), и **ТП 18** (до 500 мкг/л), самые низкие – на **ТП 23**. Распределение средних содержаний Cu, Zn, Pb в термальных водах КДВЦ на отдельных полях КДВЦ показано на **рис. 2а**. Для наших проб на диаграмме Cu - pH четкой зависимости не наблюдается. В сильнокислых сульфатных водах преобладают комплексы CuHSO_4^+ , CuSO_4° , Cu^{2+} , в близонейтральных водах возможно присутствие следующих комплексов меди – CuCl^- , CuSO_4° , CuHCO_3 и др. [Голева, 1977]. В щелочных водах и слабокислых, не содержащих H_2S , медь может мигрировать в виде Cu^{2+} , CuOH^+ , CuCO_3 , CuCl_4^{2-} [Басков, Суриков, 1975]. По их данным в водах гидрокарбонатного состава преобладают формы Cu^{2+} и CuCO_3 . Для термальных вод КДВЦ была рассмотрена зависимость содержания Zn от pH, на диаграмме выделяются два поля: в кислых водах наблюдается прямая зависимость, в близонейтральных водах – обратная. Известно, что в кислых сульфатных водах ($\text{pH} < 3$) цинк мигрирует преимущественно в форме комплекса (ZnSO_4°), в меньшей степени в форме простого катиона Zn^{2+} [Голева, 1977]. В связи с повышенной устойчивостью сульфат цинка может долго сохраняться в кислых водах и переноситься на значительные расстояния не гидролизуясь и не осаждаясь на сорбентах. Часть Zn^{2+} также удерживается в растворах, так как основной сорбент – лимонит при низких значениях pH, как и цинк, имеет положительный заряд. В близонейтральных $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4$ водах цинк находится в виде катионов ZnHCO_3^+ , ZnHCO_3° .

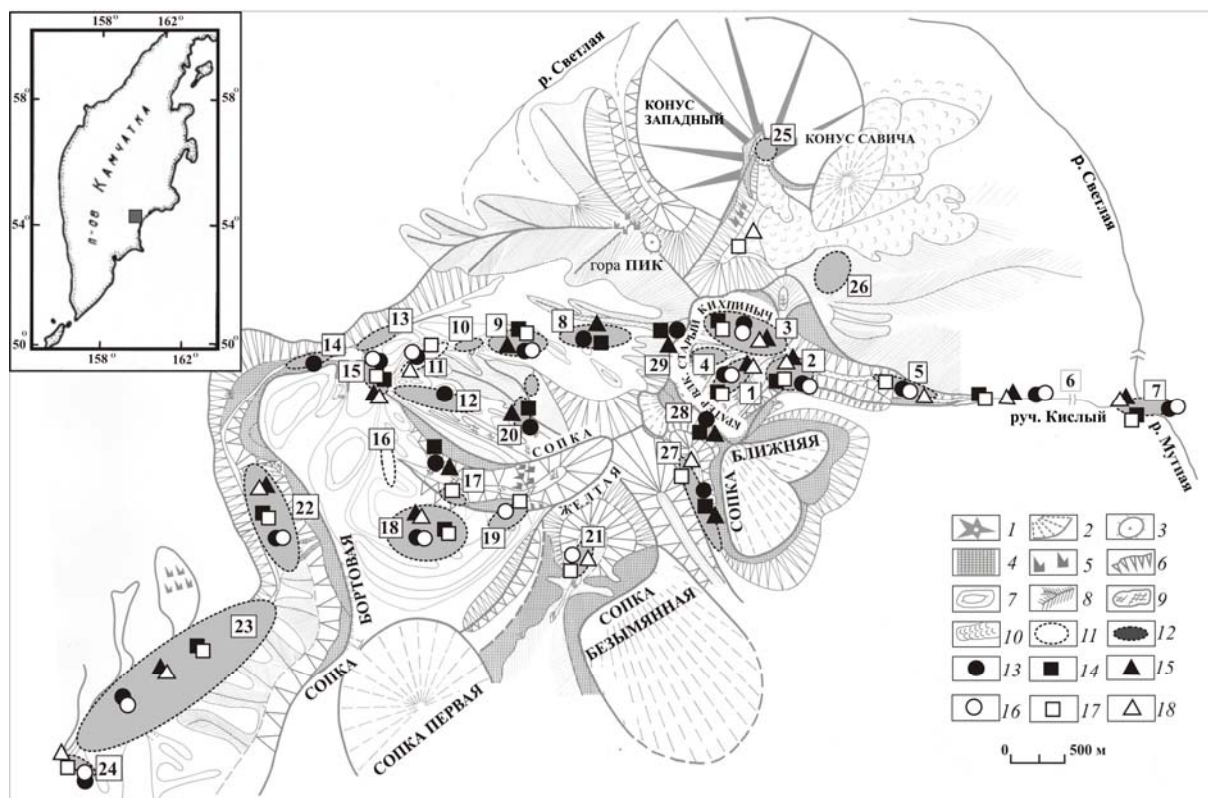


Рис. 1. Схематическая карта расположения термальных полей КДВЦ, на которой показана встречаемость Cu, Zn, Pb в пробах воды и хемогенных осадках из вод. Условные обозначения: 1- лавовые конусы; 2 – лаво-пирокластические конусы; 3 – вершины; 4 – отвесные склоны; 5 - отдельные скалы; 6 – крутые склоны; 7– горизонталы; 8 – водоразделы; 9 – снежники; 10 – лавовые потоки; 11 – границы полей с холодными источниками; 12 – термальные поля (цифра – номер поля); 13-15 – элементы, определенные в осадках (13 – медь, 14 – цинк, 15 – свинец); 16-18 – элементы, определенные в воде (16 – медь, 17 – цинк, 18 – свинец). Термальные поля: 1-5 – вулкан Старый Кихпинич (1 – Южное, 2 – Восточное, 3 – Северное, 4 – Западное, 5 - «Щеки»); 6 – русло ручья Кислого между полем «Щеки» и истоком реки Мутная; 7 – исток реки Мутная; 8 – Перевальное; 9 – Травертиновое; 10 – Теплое; 11 – Серное (холодное); 12 – Каменный Карман; 13 – ручей Прозрачный; 14 – «Колорадо»; 15 – Долина Смерти; 16 – холодные источники Новые; 17 – горячий источник Новый; 18 – ЮКТП; 19 – Вершинное; 20 – Северо-Кихпинычское; 21 - исток ручья Короткий Ключ; 22 – Верхне-Гейзерное; 23 – Долина Гейзеров; 24 – ручей Второй (в ~ 0,5 км от гейзера Первенец вниз по р. Шумная); 25 - Конус Савича; 26 – Склоновое; 27 – источник в верховье ручья Извилистый; 28 – перевал Южный (у сопки Ближняя); 29 – перевал Западный (истоки реки Гейзерная). На врезке показано расположение района исследований.

Осаждение цинка из раствора начинается при повышении pH до 6,5 [Голева, 1977], когда заряд железистых соединений меняется с положительного на отрицательный, начинается сорбция на лимонитах и глинистых минералах. В щелочной среде сульфатный комплекс цинка разрушается и Zn осаждается в виде соединений $ZnCO_3$ и $Zn(OH)_2$, являющихся труднорастворимыми. На диаграмме **Pb-pH** выделяются два поля, в одном из них (кислые воды) наблюдается прямая зависимость, в другом (нейтральные и слабощелочные воды) - обратная. В кислых сульфатных водах свинец переносится в виде катиона Pb^{2+} , но образующиеся сульфатные соединения свинца быстро осаждаются. В водах КДВЦ в паре Cu-Pb зависимость прямая, в паре Zn-Pb прямая зависимость в водах **ТП 1** и котлах **ТП 23**, на **ТП 3** – обратная. Для пары Cu-Zn прямая зависимость на **ТП 1** и **ТП 18**, слабая обратная – на **ТП 3**. Содержание Cu, Zn, Pb сравнимо с его содержанием в водах кальдеры Узон [Набоко, 1974]. Но в пробах воды с **ТП 1** и **ТП 18** больше цинка, чем на Узоне, а на **ТП 18** и **ТП 22** больше меди.

Поведение Cu, Zn, Pb изучалось в осадках отдельных термальных полей КДВЦ. На **ТП 1** отмечены наиболее высокие максимальные значения содержания меди и цинка (мкг/г): Cu до 240, Zn до 354 и высокие – для Pb (43). Примерно такое же значение для Pb (44) на ЮКТП, наиболее высокое (73) отмечено в образцах на участке Лагерном (**ТП 22**). На большинстве термальных полей высокое максимальное содержание Zn в осадках (>100). Распределение средних содержаний этих элементов на **ТП** исследуемого района показано на **рис. 26**, на

котором четко видно, что содержание меди на **ТП 7, 15, 18, 20** и поле **27** выше, чем Zn и Pb. Только на поле **29** среднее содержание Pb выше, чем Cu и Zn. На всех остальных **ТП** среднее содержание Zn существенно выше, чем двух других элементов. Высокие содержания Cu и Zn отмечены в образце глины с поля **28**. Наиболее высокое содержание цинка в осадке **ТП 8**. Среднее содержание Pb в образцах с поля **29** и участка Лагерный (**ТП 22**) более 30 мкг/г, на **ТП 3** и **ТП 18** его содержание также достаточно высокое (19-20 мкг/г).

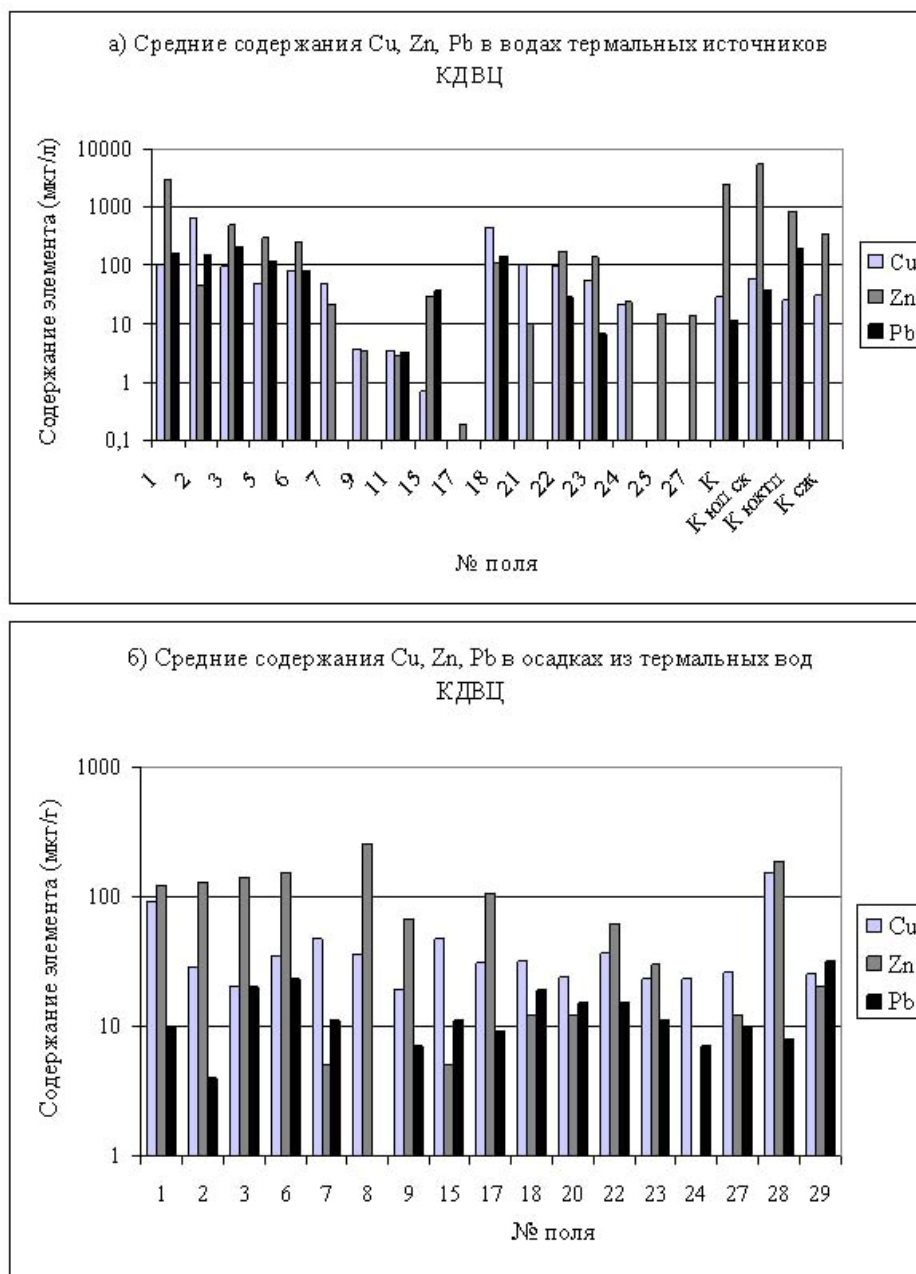


Рис. 2. Распределение средних содержаний Cu, Zn, Pb в районе КДВЦ: а - в термальных водах (К – конденсаты парогазовых выходов на **ТП 1, ТП 18, ТП 19**; К юп ск – конденсаты на **ТП 1**; К юктп – конденсаты на **ТП 18**; К сж – конденсат на **ТП 19**); б - в осадках из источников и минеральных глинах котлов. Расположение термальных полей см. рис. 1.

Для глиноземистых осадков отмечается наиболее высокое максимальное содержание Cu (до 240), несколько ниже (102-113) - в минеральных глинах котлов **ТП 18** и **ТП 22**. Максимальное содержание Zn встречено в железистых осадках (354), высокие максимальные значения этого элемента (220) характерны для минеральных глин **ТП 22**, для карбонатных осадков эта величина равна 180. Самое высокое содержание Pb (≥ 70) отмечается для серных осадков и термальных глин **ТП 22**. В опалитах **ТП 18** по данным спектрального анализа содержание Cu, Zn, Pb ниже чувствительности метода. Для Cu максимальные средние значения

отмечаются для глиноземистых осадков (131), минимальные – для кремнистых и кремнисто-железистых (16-20), для остальных типов осадков – не выше 42. Наиболее высокое среднее содержание Zn наблюдается для железистых осадков (175), для глиноземистых, марганцовистых и карбонатных осадков оно равно соответственно 53, 52 и 50. Для кремнисто-железистых осадков эта величина минимальна - 4,5. В глинах **ТП 22** среднее содержание цинка выше, чем в глинах ЮКТП и ВГ. Самые высокие средние содержания Pb отмечаются для серных осадков (24,5), чуть ниже (23) – для измененных пород термальных полей, еще ниже для минеральных глин всего района – 16,5. Для глин ЮКТП эта величина наиболее высокая (20), наиболее низкая (11,5) – для ДГ. Минимальные средние содержания Pb отмечаются для железистых осадков из близнейтральных вод - 6,5 и карбонатных (6,8).

Предполагается провести определение форм нахождения Cu, Zn, Pb в осадках. Известно несколько форм нахождения свинца в природных образцах (в %): в виде PbO - в глинах (до 52), гидроксидах железа (до 87), псиломелане (до 86); в виде PbSO₄ – в псиломелане (~43), известняках (до 25), глинах кор выветривания (12), в виде PbS – известняках (40), в пирите (100), псиломелане (<1), гидроксидах Fe (1,5) [Иванов, 1996].

Список литературы

Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента земли. М.: Недра, 1975. 172 с.

Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 216 с.

Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. М.: Недра, 1996. Кн. 3. С. 114-161

Карданова О.Ф., Сергеева С.В. Цинк, медь и свинец в водах термальных источников долгоживущего вулканического центра Кихпиныч (Камчатка) // Геотермия, действующие гидротермальные системы и рудообразование. Вып. 3. Тез. докл. VI Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский. 1985. С. 148-150.

Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.

Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск. Наука, 1974. С. 91-97.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ КАМЧАТКИ

Г.А. Карпов¹, Ю.В. Алехин²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Современные вулканогенные флюидные системы тяготеют к определенным вулканотектоническим структурам, отражая динамику вещества глубинных геосфер в зонах высокой тектоно-магматической активности. Помимо собственно вулканических эксгаляций и эманаций (фумарол, сольфатар), приуроченных к очагам разгрузки магматических расплавов как непосредственно во время извержения, так и в постмагматическую стадию, они проявляются в виде грязевых котлов, термальных источников и гейзеров, в составе свободных газов которых нередко обнаруживаются высокие содержания водорода, гелия, углеводородов [Рожков, 1979; Кононов, 1983]. Наибольший интерес с генетических позиций вызывают рудоносные флюиды – магматические газы и газо-водные растворы, содержащие рудные компоненты.

Современные рудоносные флюидные системы действующих вулканов Камчатки

В мировой геохимической литературе до 80-х годов XX в. было очень мало данных по металлоносности высокотемпературных вулканических газов. Мощное Толбачинское извержение 1975-76 гг. позволило отобрать пробы вулканических газов и их конденсатов при температурах до 1000 градусов и получить надежные количественные определения содержаний в них большого ряда химических элементов, включая Zn, Cu, Pb, Au, Ag, Pt. Практически впервые были определены масштабы выноса элементов вулканическими эксгаляциями – производными расплава магнезиальных базальтов, поступавших на поверхность с большой скоростью из области верхней мантии [Меняйлов и др., 1980; 1984]. Дифференциация многокомпонентной газовой фазы в приповерхностных условиях кратерной зоны на Северном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения, обусловленная различной растворимостью летучих соединений в силикатном расплаве, их температуры кипения и упругости паров, привела к концентрированию определенных соединений элементов и образованию рудопроявлений меди, цинка и других металлов [Вергасова и др., 1984]. В составе эксгаляционных рудных минералов были отмечены самородные металлы – золото, серебро, медь, свинец, висмут, вольфрам многочисленные интерметаллические соединения, сульфаты, окисульфаты, хлориды и оксихлориды Cu, Zn, Pb, Fe, Al, V, Te, Se, Bi, оксиды железа и меди [Вергасова и др., 1982; Главатских, 1990; Главатских, Трубкин, 2000]. Образование золота было зафиксировано в интервале температур 180-625⁰ С. Оно встречается в виде единичных кристаллов с контурами гексагонов, трапеций и треугольников или незначительных скоплений кристаллов тонкопластинчатого, игольчатого, до волосовидного габитуса. Размеры индивидов золота варьируют от 250 x 50 x 10 мкм до 0,3 мм в поперечнике, при толщине порядка 0,01-0,005 мм. Отмечались классические формы быстрого роста индивидов золота из газовой фазы. На фумарольных полях очень быстро сформировались фторметасоматиты сложного состава, также несущие рассеянную рудную минерализацию [Набоко, Главатских, 1984]. В 2000 г. появилась публикация об обнаружении самородного золота в эксгаляциях из 800-градусной фумаролы на вулкане Колима в Мексике [Taran et al., 2000]. Доказательством осуществления переноса рудных компонентов современными магматогенными флюидными системами является и обнаружение большого числа рудных образований в пеплах действующих вулканов. Так, нами в эруптивных пеплах вулканов Камчатки – Карымского, Безымянного, Ключевского и Шивелуча обнаружены многочисленные зерна самородных металлов – Fe, Al, Zn, Cu, оксидов железа [Карпов и др., 1999; Карпов, Мохов, 2004], а в последнее время также сульфидов железа и интерметаллических соединений Fe, Ni, Cr, Mo, Mn. Зерна самородных металлов обычно представлены обособленными изометричными частичками с неровными краями размером 20-150 мкм или лентовидными агрегатами того же размера, сложенными из наноразмерных частиц порядка 0,2 мкм. Для оксидов и сульфидов железа, а также для довольно часто встречающихся индивидов самородного железа и стекла наиболее характерна глобулярная форма образований, которая может быть обусловлена вихревой обстановкой в зоне транспорта и тонкодисперсным состоянием высокотемпературного расплавленного магматического вещества, насыщенного

газами. Лентовидные одноэлементные образования, сложенные из наноразмерных частиц, по-видимому, формируются при несколько меньших давлениях и температуре за счет большой поверхностной энергии наночастиц, облегчающей присоединение однотипных кластеров. При визуальных наблюдениях за режимом деятельности Карымского вулкана в 2000-2003 гг. мы отмечали фазы перемежающихся (реже одновременных) выбросов парагазовой (светлого цвета) и пеплово-бомбово-парагазовой (темного цвета) смесей вещества. Судя по обычно наблюдаемому изменению яркости свечения вещества в кратере Карымского вулкана, наличие в его пеплах высоко- и низкотемпературных самородных металлов, а также по периодическому изменению цветности материала пеплов (от светлосерого до темного), можно предположить и широкие вариации температуры в магматическом канале. Эти данные интерпретируются нами как свидетельство наличия большого количества воды и свободного водорода в составе флюидной фазы [Карпов, Мохов, 2004]. Согласно экспериментам [Летников, Большев, 1991] «воздействие водно-водородного флюида приводит к осветлению пород, снижает степень их побурения за счет развития оксидов и гидрооксидов элементов переменной валентности». На высокое содержание воды и водорода в составе магматической газовой фазы при извержении на Северном прорыве БТТИ обращено внимание и в работе [Меняйлов и др., 1980], где подсчитано, что в составе эруптивных газов за время этого извержения было выброшено $1,2 \times 10^8$ т H_2O и $5,4 \times 10^5$ т H_2 .

Современные рудоносные вулканогенные гидротермальные системы Камчатки

Развитие теории гидротермального рудогенеза тесно связано с успехами геохимии современных гидротермальных систем – континентальных и подводных, океанических. Геохимическая специализация гидротермальных систем областей современного вулканизма интенсивно изучается во всем мире [Лебедев, 1975; Набоко, 1980; Эллис, 1982; Кононов, 1983; Пампура, 1985; Озерова, 1986; Карпов, 1988; Уайт, 1965; Weissberg, 1969; Nakagawa, 1971; Hedenquist, Henley, 1985; Giggenbahr, 1997]. Камчатка, особенно ее Восточный вулканический пояс, является классическим примером региона островодужного типа, характеризующегося аномально-высоким тепловым потоком, широким развитием современного вулканизма, проявлениями многочисленных современных гидротермальных систем (их здесь более 250) и повышенной сейсмичностью. Гидротермальные системы Камчатки, в большинстве своем, приурочены к грабенам, кольцевым вулканотектоническим депрессиям и кальдерам (заполненным плиоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями), пространственно и генетически тяготеющим к магматическим очагам с контрастным типом вулканизма (базальты – дациты, игнимбриты) [Карпов, 1988; Леонов, 1989]. Предполагается, что они связаны с длительно-живущими коровыми магматическими очагами, имеющими связь с верхней мантией [Луговая и др., 1987; Карпов, Ильин, 2006]. По результатам исследований более 30 высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки нами получены следующие геохимические данные. – 1. Фосфор, в количествах превышающих его содержание в морской воде, присутствует в единичных субнейтральных и ультракислых источниках. 2. Алюминий, железо и марганец наблюдаются во всех изученных термопроявлениях, с максимумом в кислых термах. 3. Практически повсеместно в термах имеются As, Sb, W, Mo, Br, Ba, Zn, Cu, Sr, Ge, Li, Rb, Cs, Y, Zr. 4. Tl, Th и U обнаружены только в кислых термах кратерного озера Троицкое (вулкан Малый Семячик). 5. Аномально- высокие содержания Br, Ba, Sr и Hg отмечены только в одном термопроявлении (Кеткинские источники). 6. Редкоземельные элементы – лантаноиды присутствуют повсеместно, но только в кислых водах кратерного озера Троицкое их содержания на 2-3 порядка превосходят другие термы. 7. Pt и Pd обнаружены только в двух источниках, которые возникли после подводного извержения в кальдере Академии Наук в 1996 г. Как можно трактовать полученные данные? Если исходить только из концепции выщелачивания элементов в системе вода-порода, то логично было бы ожидать наличие фосфора во всех термах, т.к. он постоянно присутствует в магматических породах. Избирательное же его нахождение пока не находит своего объяснения. Повсеместное нахождение Al, Fe и Mn во всех типах термальных вод, по всей вероятности, отражает геохимическую специализацию магматических очагов. Кроме того, марганец, по-видимому, является индикатором повышенной мощности гранитно-метаморфического слоя земной коры и наряду с гидрокарбонат-ионом проявляется в повышенных содержаниях в растворах, выходящих в тектонически-опущенных глыбах. Высокие содержания As, Sb, в некоторых случаях Hg обычно наблюдаются в близнейтральных или кислых термах преимущественно хлоридно-натриевого состава. С субщелочными термами того же состава связаны высокие

содержания Li, Rb и Cs, отношения которых в этих термах выдерживаются в пропорции 88:8(5) : 4(7). В генетическом плане интересны содержания в термах редкоземельных элементов – лантаноидов. Отношение La/Y в андезитах Карымского вулкана, например, равно 0,7. В четвертичных базальтах оно равно 0,6. В термах кальдеры Академии Наук, в том числе и в новообразованных после подводного извержения 1996 г., это отношение выдерживается в пределах 0,5-0,7, что может свидетельствовать о генетической связи этих терм с очагом базальтовой магмы. Отношение La/Yb в кислых изверженных породах Восточной Камчатки колеблется в пределах 2,8-7,5. В рудообразующих термах кальдеры Узон оно варьирует от 1,3 до 3,1 и мы связываем генезис вещества этих терм с магматическим очагом, обусловившим формирование дацитовой экструзии г. Белой.

Основные выводы

Анализ материала по наиболее изученному Большому трещинному Толбачинскому извержению, а также обнаружение рудного вещества в пеплах действующих вулканов Камчатки позволяет сделать вывод о том, что современные магматогенные флюиды несут рудную нагрузку, т.е. являются рудоносными [Набоко и др., 2001]. В этой связи следует обратить внимание на очень важное замечание авторов [Меняйлов и др., 1980], которые писали, что вынос летучих и халькофильных элементов (включая Pt и Pd) в составе газовой фазы извержения был значительно выше содержания этих элементов в базальтах Северного прорыва БТТИ, что может свидетельствовать об обособлении флюидной фазы в процессе эволюции при ее подъеме в верхние горизонты земной коры. При этом, флюидная фаза обогащалась летучими и халькофильными элементами, которые затем, в приповерхностной зоне, при спаде давления и температуры, формировали зоны оруденения.

Гидротермы современных камчатских гидротермальных систем, в большинстве своем, имеют низкое содержание рудных элементов. Это, по нашему мнению, объясняется исключительно высокой обводненностью территории атмосферными осадками. Но тепловое и вещественное питание современных гидротермальных систем осуществляется флюидными потоками современных магматических очагов, которые как и в прошлые металлогенические эпохи имеют большой рудоносный потенциал. В силу определенных геолого-структурных особенностей территории глубинные рудоносные гидротермы (производные магматогенных флюидных систем) не доходят до поверхности. Рудообразование с их участием происходит на больших глубинах, отвечающих эпитермальным условиям. К поверхности подходят практически отработанные гидротермы. Тем не менее, они производят классические метасоматические изменения боковых пород, свойственные ореолам эпитермальных месторождений [Набоко, 1962]. В этих породах, например, в кварц-адуляровых метасоматитах на Паужетском месторождении гидротерм и в кальдере Узон отмечается до 2 г/т Au. Следы золота обнаруживаются и в опалитах и гейзеритах Долины Гейзеров, Апапеля и в других современных термопроявлениях. В приповерхностных зонах этих гидротермальных систем отлагаются рудные минералы As, Sb, Hg [Карпов, 1978, 1988, 1991; Карпов, Павлов, 1976]. По нашему мнению, о наличии эпитермального оруденения на глубине в современных гидротермальных системах могут свидетельствовать следующие критерии: 1. Высокая концентрация в газо-гидротермах восстановленных газовых компонентов – He, H₂, CH₄ – как движущего фактора рудоносных флюидных систем. 2. Высокое содержание в растворах высокоподвижной триады химических элементов – As, Sb, Hg, что проявляется в формировании близповерхностных зон аналогичного оруденения. Необходимым фактором, обуславливающим рудообразующий процесс, является также контрастный вулканизм (базальты, дациты, игнимбриты) – как свидетельство глубокой дифференциации вещества в магматических очагах.

Список литературы

- Вергасова Л.П., Набоко С.И., Серафимова Е.К.** Эксгаляционное золото // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 1. С. 201-203.
- Вергасова Л.П., Серафимова Е.К., Главатских С.Ф.** Минералогия и геохимия возгонов // Сб. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975-1976. Москва: Наука, 1984. С. 341-355.
- Главатских С.Ф.** Самородные металлы и интерметаллические соединения в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 433-437.

Главатских С.Ф., Трубкин Н.В. Первые находки самородных вольфрама и серебра в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 4. С. 523-526.

Карпов Г.А., Павлов А.Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки (физико-химический очерк). Новосибирск. Наука, 1976. 99 с.

Карпов Г.А. Кальдера Узон – пример современной рудообразующей системы // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1978. С. 163-172.

Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. Москва. Наука, 1988. 183 с.

Карпов Г.А. Узон-Вайотапский тип комплексного ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения в современных гидротермальных системах // Геология рудных месторождений, 1991. № 3. С. 3-21.

Карпов Г.А., Штеренберг Л.Е., Золотарев Б.П. и др. Рудные минералы в пеплах вулкана Карымский (извержение январь 1996 г.) // Вулканология и сейсмология, 1999. № 2. С. 24-28.

Карпов Г.А., Мохов А.В. Акцессорные самородные рудные минералы эруптивных пеплов андезитовых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2004. № 4. С. 41-49.

Карпов Г.А., Ильин В.А. Онтогения гидротермального процесса (происхождение и развитие). Владивосток. Дальнаука, 2006. 158 с.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.

Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 216 с.

Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 94 с.

Летников Ф.А., Балышев С.О. Петрофизика и геоэнергетика тектонитов. Новосибирск. Наука, 1991. 147 с.

Луговая И.П., Карпов Г.А., Загнитко В.Н., Березовский Ф.И. Происхождение спонтанных газов и термальных вод гидротермальной системы Узон (Камчатка) по изотопным данным // Советская геология, 1987. № 10. С. 99-107.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. Москва. Наука, 1980. 234 с.

Меняйлов И.А., Никитина А.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности вулканических газов // Сб. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975-1976. Москва. Наука, 1984. С. 285-308.

Набоко С.И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 52-62.

Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. Москва. Наука, 1980. 199 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный процесс // Сб. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975-1976. Москва. Наука, 1984. С. 309-340.

Набоко С.И., Золотарев Б.П., Карпов Г.А., Ерошев-Шак В.А., Артамонов А.В. Рудообразующие флюидные системы Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. и впадины Атлантис II Красноморского рифта // Вулканология и сейсмология, 2001. № 1. С. 5-23.

Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.

Пампура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск. Наука, 1985. 152 с.

Рожков А.М. Газовый состав, радиоактивность Rn, изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ как показатель условий формирования и разгрузки термальных вод кальдеры Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1979. № 6. С. 30-40.

Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 78-100.

Эллис А.Дж. Исследованные геотермальные системы // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 497-534.

Hedenquist J., Henley R.M. Hydrothermal eruption in the Waiotapu geothermal system, New Zealand, their origin, associated breccias and relation metal mineralization // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. P. 1640-1668.

Taran Yu.A., Bernard A., Gavilanes J.C., Africano F. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano. Mexico // *Applied Geochemistry.* 15 (2000). P. 337-346.

Weissberg B.G. Gold-silver ore-gsde precipitates from New Zealand thermal waters // *Econ. Geol.* 1969. V. 64. P. 574-592.

СВЯЗЬ ПРОДУКТИВНОСТИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ВУЛКАНИЗМОМ И РЕГИОНАЛЬНЫМИ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

А.В. Кирюхин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: avk2@kscnet.ru

Обоснованы структурно-гидрогеологические условия, контролирующие размещение высокотемпературных геотермальных месторождений. Выявлены основные типы продуктивных гидротермальных резервуаров.

Высокотемпературные геотермальные месторождения приурочены к областям современного вулканизма и формируются в следующих гидрогеологических структурах: 1. Вулканогенных бассейнах четвертичных стратовулканов и щитовых вулканов (15% мировой продукции); 2. Приконтактных зонах четвертичных интрузий и дайковых полей в неоген-четвертичных вулканогенных бассейнах (19%); 3. Артезианско-вулканогенных бассейнах неоген-четвертичного возраста (8%); 4. Приконтактных зонах четвертичных интрузий в осадочных бассейнах (48%); 5. Системах разломов в фундаменте (10%).

В вулканогенных бассейнах неоген-четвертичного возраста выявлены следующие основные типы продуктивных гидротермальных резервуаров: 1. Одиночный разлом или система из нескольких разломов (примеры - Огири, Хачубару, Сумикава, Окуайдзу, Мутновский (Дачный), Момотомбо, Лихир, Бассейны и Хребты в Неваде); 2. Полупроницаемые разломы дайковых полей (Мак-Бан (Булало), Тиви); 3. Внешние зоны приконтактных зон интрузий (Мацукава, Какконда, Уенотай, Фушима, Тонгонан, Палинпинон, Крафла, Сварценги, Несъявеллир, Хеллишейде); 4. Прижерловые зоны вулканов (Хачиджо-Джима, Дараят); 5. Зоны лаво-пирокластических контактов (Йллоустоун, Лос-Азуфрес, Ахуачапан, Миравалес, Эль-Татио, Олکاریа, Огуни, Такигами, Вайракей, Каса-Диабло, Паужетский); 6. Внутриластовые (лавовые пещеры и туннели) резервуары (Камоджанг). Индивидуальные геотермальные месторождения могут включать несколько типов гидротермальных резервуаров.

Детально рассматриваются структурно-гидрогеологические условия, контролирующие продуктивные резервуары Мутновского и Паужетского геотермальных месторождений, и Долины Гейзеров (Камчатка).

Список литературы

Кирюхин А.В., Гусев Д.Н., Делемень И.Ф. Высокотемпературные гидротермальные резервуары. М.: Наука, 1991. 161 с.

Кирюхин А.В., Леонов В.Л., Словцов И.Б. и др. Моделирование эксплуатации участка Дачный Мутновского геотермального месторождения в связи с обеспечением теплоносителем Мутновской ГеоЭС 50 МВт // Вулканология и сейсмология, 2005. № 5. с. 19-44.

Kiryukhin A.V., Asaulova N.P., Finsterle S. Inverse modeling and forecasting for the exploitation of the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia // Geothermics, 2008. V. 37. Issue 5, P. 540-562.

Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. С-Петербург: Наука, 2009 (в печати).

КРАТЕРНЫЕ ОЗЕРА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Д.Н. Козлов, Р.В. Жарков

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
e-mail: kozlovdn@bk.ru; raf@imgg.ru

Изучение кратерных озер актуальная тема для вулканологии, поскольку они являются часто встречающимся природным объектом на вулканах. Вулканы Курильских островов не являются исключением. До сих пор кратерные озера Курильских островов оставались мало изученными. Появившиеся в последние годы цифровые эхолоты позволили нам провести детальное батиметрическое картографирование озер с последующей оценкой их морфологических и генетических особенностей.

Для проведения эхолотной съемки использовалась надувная резиновая лодка Язь 12-М, рассчитанная на двух человек. На нее был установлен эхолот Lowrance Eagle SeaChart 320 DX, имеющий встроенный 12-канальный GPS-приемник с выносной антенной. Частота излучения звуковых волн эхолота была установлена на 200 Гц, т.к. такая частота наиболее эффективна на глубинах до 100-150 м. Объем каждого профиля составил около 15-20 тыс. значений, поэтому была сделана выборка значений глубин и координат таким образом, чтобы на каждый квадратный метр площади озера приходилось одно усредненное значение глубины. Следует отметить, что используемый метод эхолотной съемки позволяет измерять глубины непосредственно в точке положения лодки с эхолотом, поэтому количество профилей повышает качество конечных батиметрических схем. Расположение и направление профилей было выбрано таким образом, чтобы плотность покрытия ими озера была максимально равномерной. Эхолотный профиль анализируется в программе Sonar Viewer для устранения помех от поверхности воды, посторонних шумов, обнаружение неоднородностей водной массы в виде газов и т.д. На этом этапе возможно изучение донного рельефа, также на эхолотном профиле можно увидеть подводные газогидротермальные выходы. Далее данные экспортируются в таблицу, в ней производится фильтрация информационного массива с целью получения только уникальных значений координат и глубин. Полученная таблица экспортируется в программу Surfer, где после коррекции визуализируется. На этом этапе мы получаем площадную картину озера и можем оставить только необходимые данные, например основные изобаты. Далее создается графический файл, который обрабатывается в графическом редакторе для устранения ошибок, добавления недостающих фрагментов изображения или условных обозначений и глубин. По мере необходимости, осуществляется координатная привязка схемы в навигационных программах.

Наиболее интересные результаты получены на озерах Горячее и Кипящее (влк. Головнина, о. Кунашир) и Бирюзовое (влк. Заварицкого, о. Симушир).

Озера Горячее и Кипящее располагаются в кальдере вулкана Головнина (541 м), который находится на юге острова Кунашир. Дно кальдеры в основном ровное с небольшим уклоном на северо-восток. В центре кальдеры находятся два экструзивных купола андезито-дацитового состава. В настоящее время, на отдельных участках дна кальдеры проявляется постоянная сольфатарная деятельность с температурой сольфатар не более 101°C. Последнее проявление эруптивной деятельности в кальдере связано с фреатическим взрывом, в результате, которого образовался кратер диаметром около 350 м, заполненный озером Кипящее. Образование этой воронки взрыва по разным оценкам произошло от 640-680 л.н. [Фазлуллин, Батоян, 1989] до 1000 л.н. [Разжигаева, Ганзей, 2006]. В 2005-2006 г, в ходе работ по вулканическому районированию острова Кунашир были проведены исследования отложений тефры фреатического извержения, предположительно, образовавшего воронку взрыва – озеро Кипящее. На основании проведенного площадного картирования был вычислен объем выброшенного материала, который составил 2410000 м³, что почти совпало с объемом воронки озера, который равен 2449000 м³. Эти данные еще раз доказывают то, что воронка озера Кипящее была образована фреатическим извержением [Kozlov, Belousov, 2006; Козлов, Белоусов, 2007]. Кратер озера Кипящего врезан в озерные отложения и южную часть экструзивного купола Центральный Восточный. Высота кромки кратера 195 м над уровнем моря, общая глубина кратера 30 м, глубина озера по данным Зотова А.В. [1988] 17 м, по нашим данным 16 м, площадь 66000 м². Температура воды в районе выходов термальных вод не

превышает 80-100°C, температура водной поверхности в других частях озера варьирует от 30 до 60°C. Северная часть кальдеры занята озером Горячее. Максимальная глубина озера по нашим данным – 62.3 м. В настоящее время озеро занимает 3.1 км², что составляет около одной трети всей площади кальдеры.

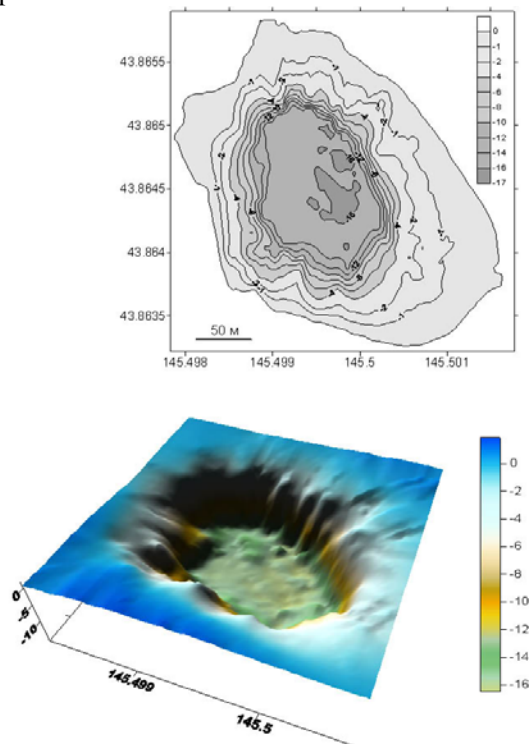


Рис. 1. Батиметрическая карта озера Кипящее.

Озеро сообщается с Охотским морем рекой Озерной. С помощью эхолота Eagle SeaCharter 320 DX была проведена съемка и получены батиметрические профили озер с их координатной привязкой [Kozlov, Belousov, 2006; Козлов, Белоусов, 2007]. В результате составлены батиметрические карты озер Кипящее (рис.1) и Горячее (рис.2), на которых отчетливо виден их донный рельеф и особенности строения.

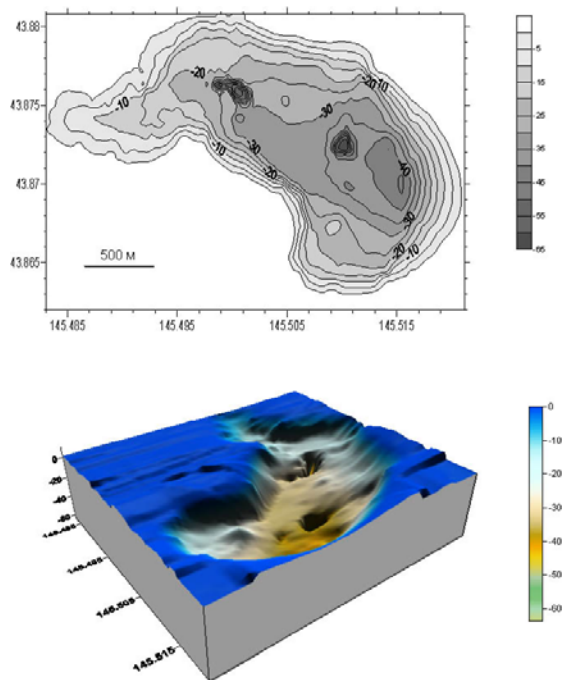


Рис. 2. Батиметрическая карта озера Горячее.

Можно предположить, что две воронки на дне оз. Горячее, образовались в результате фреатических извержений, аналогичных извержению, образовавшему воронку оз. Кипящее. Кроме того, на эхолотных профилях отчетливо прослеживаются подводные выходы газов, что свидетельствует о постоянной гидротермальной активности на дне внутрикальдерных озер вулкана Головнина. Ранее рельеф дна этих озер изучался при помощи закидывания грузила на веревке: на озере Горячее донный рельеф картировали С.М. Фазлуллин и В.В. Батоян [1986], на озере Кипящее – А.В. Зотов [1987]. Эти промеры давали лишь примерное представление о строении озер.

Озеро Бирюзовое расположено в кальдере вулкана Заварицкого (624 м) находящегося в центральной части острова Симушир. Вулкан представляет собой три вложенных друг в друга кальдеры, размер самой молодой кальдеры около 2.5 км в диаметре, она заполнена водами Бирюзового озера. Внутренние стенки молодой кальдеры, местами почти отвесные, имеют высоту 300-350 м, в некоторых местах мощные слои отложений грубообломочного материала кальдерообразующих извержений и лавовых потоков, прорезаны ручьями, и только с южной стороны имеется возможность для спуска без специального снаряжения. Размер озера составляет около 1.5 км, его площадь равна примерно 3 км², уровень озера превышает уровень Океана на 50 м. В северной части кальдеры располагаются Северный экструзивный и Восточный эффузивный купола. 12 ноября 1957 г. произошло сильное извержение, в результате которого образовался Северный экструзивный купол. После извержения, в районе купола, длительное время проявлялась сольфатарная активность [Мархинин, 1960; Горшков, 1967]. В юго-западной части кальдеры на берегу озера находились термальные источники с температурой 90-100 °С [Зеленов, Канакина, 1962].

В 2007 году нами была проведена эхолотная съемка внутрикальдерного озера Бирюзовое, на основании результатов которой впервые составлена батиметрическая схема (рис.3). На этой схеме отчетливо видна морфология озера и его структурные элементы. Подтвердилось наличие на дне субмеридиональной впадины с максимальной глубиной 87 метров, простирающейся с юго-запада на северо-восток. Г.С. Горшков [1960] называл эту впадину «эксплозивным рвом меридионального простираения», за счет образования и частичного обрушения которого и возникла внутренняя кальдера вулкана Заварицкого. Кроме того, были обнаружены три воронки на дне озера, которые видны на батиметрической схеме. Одна воронка находится в южной части озера, и имеет глубину 87 метров. Вторая воронка находится южнее купола Восточный, в северо-восточной части озера, ее глубина составила 81 м. Третья воронка обнаружена в северо-западной части озера и имеет глубину 42 м. Эти воронки, предположительно, имеют эксплозивный генезис. По своим морфологическим характеристикам они схожи с воронками, изученными [Белоусов, Козлов, 2007] во внутрикальдерных озерах Горячее и Кипящее. Здесь нужно обратить внимание на то, что в пределах воронок внутрикальдерных озер Горячее и Кипящее существуют интенсивные выходы подводных газогидротерм, а в пределах воронок озера Бирюзовое таких выходов не обнаружено. Тот факт, что воронки не были засыпаны продуктами извержений и донными осадками, может говорить о том, что они образовались сравнительно недавно. По сравнению с данными промеров, сделанными К.К. Зеленовым и М.А. Канакиной [1962] 50 лет назад, глубина озера увеличилась на 12 метров. Однако, по их данным, после извержения 1957 года уровень озера понизился на 6-8 м, а к 1959 г. – еще на 2 м. На профилях, полученных в юго-западной части озера, хорошо виден участок, на котором располагались термальные источники, описанные исследователями в 1940-50-х годах [Корсунская, 1958; Мархинин, 1960; Зеленов, Канакина, 1962]. Здесь были выходы щелочных (рН 8.4), хлоридных натриевых термальных вод с температурой 90-100°С и минерализацией около 4 г/л. В настоящее время в этом месте вода прогрета до 40°С, при средней температуре вод озера около 14°С, а на ее поверхности видны пузырьки газов и парение. По нашим измерениям, произведенным портативным рН-метром HANNA-Hi9025 и электронным термометром Digitron T200KC, песок на берегу озера в этом районе прогрет до температуры 20-91.2°С, рН воды составляет 7.5.

По нашим данным, за последние 50 лет после извержения 1957 г, уровень озера Бирюзовое поднялся примерно на 10 м. Основным результатом работы в кальдере вулкана Заварицкого стало создание батиметрической схемы озера Бирюзовое. Главное преимущество этой схемы перед созданной в 1958 г. [Зеленов, Канакина, 1962], состоит в том, что на ней с большей точностью отображена структура дна озера. Благодаря этому, впервые на дне озера обнаружены три воронки, которые, по-видимому, имеют схожий генезис с воронками

внутрикальдерных озер Горячее и Кипящее. Воронки озера Бириозового приурочены к взрывному рву, наличие которого мы так же подтвердили при составлении схемы. Имеется и существенное отличие этих воронок от подобных в кальдере вулкана Головнина.

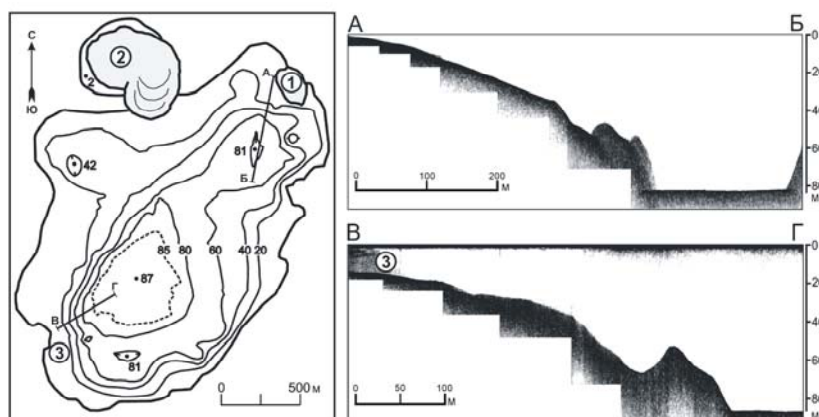


Рис. 3. Батиметрическая карта-схема и эхолотные профили кратерного озера Бириозовое. 1 – Восточный эффузивный купол; 2 – Северный экструзивный купол и лавовый поток; 3 – место выхода со дна газогидротерм.

Оно состоит в том, что в них не было установлено признаков выходов газов и термальных вод. Это может быть связано с тем, что в кальдере вулкана Заварицкого активность в последнее время существенно снизилась, по сравнению с наблюдениями 1950-60х гг., а ее видимые проявления сохранились только в юго-западной части кальдеры, на месте затопленных термальных источников. По-видимому, прекращение сольфатарной активности в северной части кальдеры Заварицкого, связано с тем, что продукты последнего извержения вулкана были представлены в основном средне-основными породами. Эти породы менее продуктивны для стационарной сольфатарной активности, чем более кислые породы кальдеры Головнина. Большую роль играет глубина и размеры магматического очага, а так же возможность доступа к нему грунтовых вод.

Список литературы

- Горшков Г.С.** Кальдера Заварицкого // Бюллетень вулканологической станции. М.: Издательство АН СССР, 1967. № 30. С. 31-49.
- Зеленов К.К., Канакина М.А.** Бириозовое озеро (кальдера Заварицкого) и изменение химизма его вод в результате извержения 1957 г. // Бюллетень вулканологической станции. М.: Издательство АН СССР, 1962. № 32. С. 33-44.
- Зотов А.В.** и др. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головнина (о-в Кунашир) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 168.
- Козлов Д.Н., Белоусов А.Б.** Современные методы исследований внутрикальдерных озер активных вулканов (на примере вулкана Головнина, о. Кунашир, Курильские о-ва) // Материалы XIII научного совещания географов Сибири и дальнего востока, Иркутск, 2007 г. Т. 1. Иркутск. Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. С. 142-144.
- Корсунская Г.В.** Вулканы острова Симушир // Бюллетень вулканологической станции. М.: Изд. АН СССР, 1956. №24. С. 61-65.
- Мархинин Е.К.** Извержение вулкана Заварицкого на острове Симушир осенью 1957 г // Бюллетень вулканологической станции. М.: Изд. АН СССР, 1960. № 29. С. 7-15.
- Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А.** Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцен-голоцене // Владивосток. Дальнаука, 2006. С. 247.
- Фазлуллин С.М., Батоян В.В.** Донные соадки кратерного озера вулкана Головнина // Вулканология и сейсмология, 1989. № 2. С. 44-55.
- Kozlov D.N., Belousov A.B.** Hydrothermal eruption – the most probable scenario of volcanic disaster in the Golovnina Caldera, Kunashir Island, Southern Kuriles // 5th Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kuril-Kamchatka-Aleutian Arcs (JKASP-5) and International Volcanological Field School for Graduate Students. 2006. P. 140-141.

ОСОБЕННОСТИ ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОСТОЧНЫХ ФЛАНГОВ ЕЛОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА)

У.Н. Куринная

Санкт-Петербургский государственный университет, СПб, e-mail: kun3@mail.ru

Выявление и изучение близповерхностных эпитеpmальных месторождений и рудопроявлений вулканогенного класса - одна из важнейших проблем геологии коренного золота во всем мире.

Объект исследования – северо-восточные фланги Еловского рудного поля и одноименного рудопроявления «Еловое», расположен в центральной части полуострова Камчатка (рис. 1) в северо-западной части Балхачской вулканотектонической структуры (ВТС) Центрально-Камчатского вулканического пояса. ВТС богата на золоторудные объекты. Помимо рудопроявления «Еловое», Балхачский золото-серебрянный рудный узел, включает известные золоторудные месторождения: Бараньевское, Золотое и Кунгурцевское.

Прогнозно-поисковые работы и изучение объекта проводилось в рамках проекта «ГДП-200 листа N-57-IX («Кимитинская площадь в пределах Центрально-Камчатского золоторудного района»), осуществляемого ОАО «Камчатгеология» [Проект по объекту «ГДП-200...», 2006].

В соответствии с геологическим заданием, на площади рудопроявления выполнен комплекс геолого-поисковых работ, осуществляемых в пределах потенциально золотоносных зон. Отобранные образцы, литогеохимические и шлиховые пробы используются в качестве эмпирической базы для выполнения научно-исследовательских изысканий, направленных на выявление и локализацию перспективных участков.

Площадь рудопроявления составляет около 20 км², наиболее перспективной является центральная его часть площадью около 2,25 км², где по ретроспективным данным сосредоточена большая часть золотосодержащих зон. Прогнозно-поисковые работы (2008 год) сосредоточены в наиболее перспективной зоне и захватили центральную часть рудопроявления и западные его фланги.

В геологическом строении участка принимают участие эффузивные нижнемиоценовые образования андези-базальтового кимитинского комплекса (N₁km), плиоценовые вулканиды крерукского андезибазальтового вулканического комплекса (N₂kr); нижнемиоценовые вулканиды прорываются субвулканическими образованиями андезитового состава, близкими по возрасту с покровными образованиями. Большую часть площади проявления занимает интрузивное тело лавкинского гранодиоритового комплекса (N₂l). Интрузия прорывает покровные образования кимитинского комплекса. В пределах участка широко распространены четвертичные солифлюкционно-коллювиальные, аллювиальные и пролювиальные отложения.

Породы участка в различной степени подверглись процессам гидротермального метасоматоза. Среди гидротермально измененных пород выделяются пропилиты, аргиллизиты и вторичные кварциты. Пропилитизации подверглись практически повсеместно породы кимитинского комплекса, причем метасоматически изменены не только вулканиды покровной фации, но и субвулканические и интрузивные образования. Процесс пропилитизации носит региональный характер. Аргиллизиты образуют поля и линейные зоны вдоль тектонических разломов и зон дробления. Центральные части линейных аргиллизитов слагают вторичные кварциты. В линейных зонах аргиллизиты и вторичные кварциты содержат тонкие прожилки кварца.

Довольно интенсивно на участке проявлена разрывная тектоника – установлены многочисленные разломы и зоны дробления (рис. 1) (по материалам 2008 года).

Всестороннее, комплексное изучение объекта исследования на различных уровнях организации вещества (макро - и микро-уровни), совместно с применением статистических методов анализа геохимической информации (корреляционный и факторный анализ), позволяет с достаточной степенью достоверности и обоснованности выделить и локализовать зоны наиболее перспективные на наличие золотой минерализации. Математической обработке подверглись данные спектрального и атомно-абсорбционного анализов (Au) по литогеохимическим пробам из коренных отложений различных вулканических комплексов.

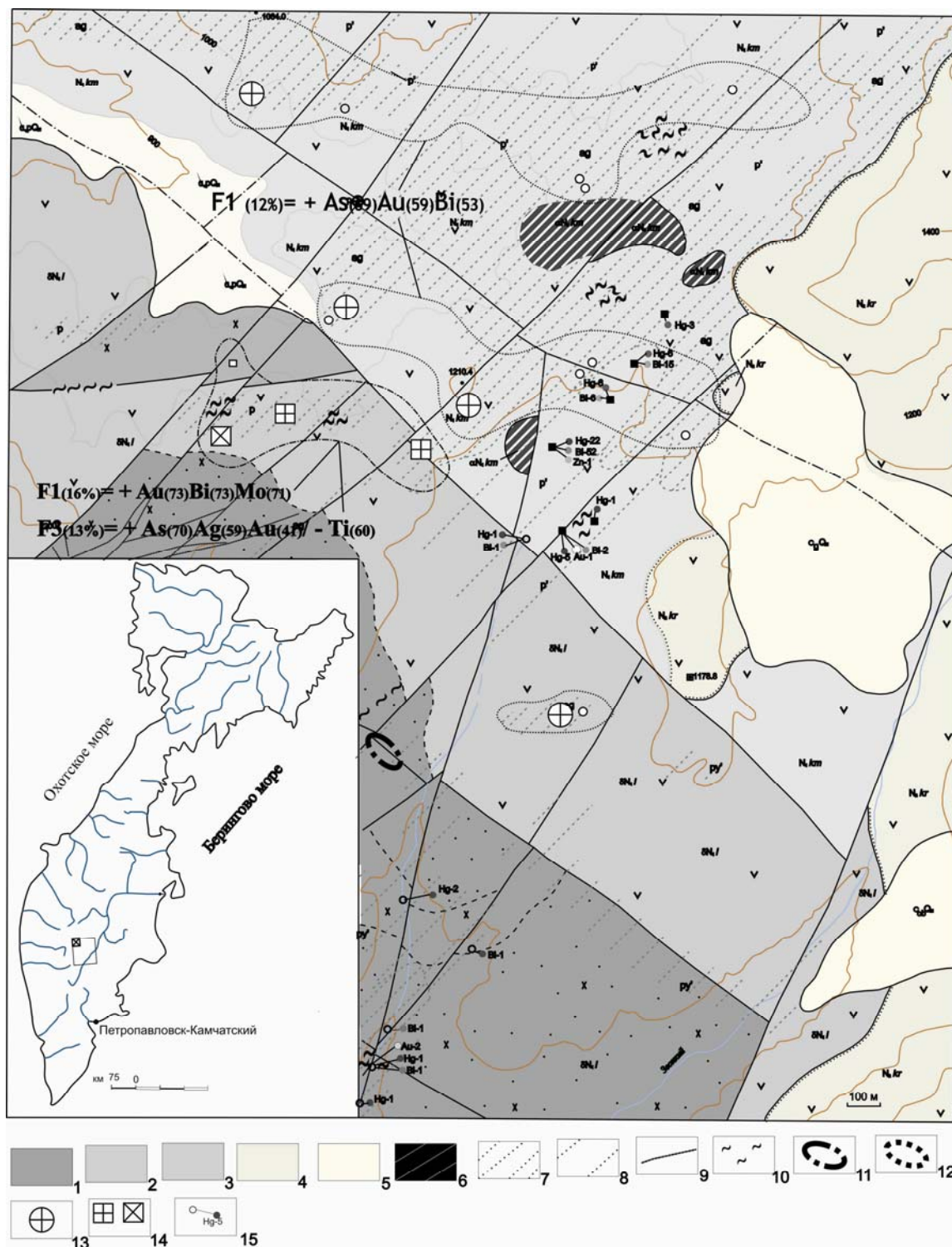


Рис. 1. Схема геологического строения восточных флангов Еловского золоторудного поля. 1 – Миоцен, лавкинский комплекс гранодиоритовый, диориты, диорит-порфириды; 2 – Миоцен, лавкинский комплекс, андезиты; 3 – Миоцен, кимитинский комплекс базальт-андезитовый; 4 – Плиоцен, крерукский комплекс андезибазальтовый; 5 – современные солифлюкционно-коллювиальные, аллювиальные образования; 6 – Миоцен, кимитинский комплекс, субвулканические образования; метасоматиты и метасоматически измененные породы; 7 – аргиллизитизация, 8 – пропилитизация, 9 – линейные тела вторичных кварцитов и аргиллизитов, 10 – прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава; 11 – локальные перспективные зоны (Ф1,3, выборка №2); 12 – обширные перспективные зона (Ф4, выборка 1); 13 – максимальные собственные значения фактор (Ф4); 14 – максимальные собственные значения факторов (Ф1, Ф3) 15 – результаты минералогического анализа шлихов.

В связи со значительным различием в характере и степени проявления метасоматического воздействия на породы, а как следствие и в различном минеральном и химическом составе, весь массив геохимических данных был разбит на две выборки: выборка №1 – аргиллизиты и аргиллизитизированные породы (n= 236), выборка №2 (n=143) – пропилиты и пропилитизированные породы. При этом результаты применения факторного анализа для всего массива данных (n=379) подтвердили и разбраковали два типа метасоматических пород; по данным анализа выделяется ряд элементов-спутников и элементов с повышенной корреляционной связью с золотом (As, Ag, Bi, Cu, Pb, Ti, Mo, Sn, Cd). Дальнейшие вычисления проводятся только для этих элементов.

По результатам корреляционного анализа для выборки №1 содержания золота слабо коррелируют с содержаниями других элементов, тем не менее, наибольшие коэффициенты корреляции у него с висмутом (+0.21) и мышьяком (+0.16).

По общепринятой схеме факторного анализа были получены главные компоненты (факторы), факторные нагрузки, дисперсии (веса факторов) и значения главных компонент во всех точках наблюдения (Таблица 1).

Таблица 1. Значение факторов для: А. Выборка №1 - аргиллизиты и аргиллизитизированные породы (n=236); Б. Выборка №2 - пропилиты и пропилитизированные породы (n=143)

А.	Ф1	Ф2	Ф3	Ф4
Высота	-0,04	0,82	0,14	0,20
Порода	-0,01	0,81	0,05	-0,27
Cu	-0,36	0,03	0,65	-0,15
Pb_log	0,60	0,25	0,22	0,17
Ti_log	0,14	0,24	0,52	0,26
As_log	-0,11	-0,08	0,23	0,70
Bi_log	0,44	0,14	0,23	0,53
Mo_log	0,20	-0,46	0,50	0,12
Sn_log	0,07	0,06	0,71	0,02
Cd_log	0,63	-0,17	-0,10	0,02
Ag_log	0,47	-0,28	-0,07	-0,34
Au_log g/t	0,13	-0,08	-0,25	0,60
Вес фактора	12%	15%	14%	13%

Б.	Ф1	Ф2	Ф3	Ф4
Высота	0,14	0,76	0,19	0,10
Порода	0,16	0,71	-0,18	0,02
Cu	0,45	-0,58	0,16	0,18
Pb_log	0,19	0,14	0,00	0,49
Ti_log	0,12	0,17	-0,60	0,05
As_log	0,08	0,17	0,70	-0,08
Bi_log	0,73	0,11	-0,29	0,02
Mo_log	0,71	-0,01	0,06	0,25
Sn_log	0,12	0,09	-0,02	0,70
Cd_log	-0,17	-0,30	-0,02	0,71
Ag_log	0,21	-0,17	0,59	0,40
Au_log g/t	0,73	0,22	0,41	-0,05
Вес фактора	16%	14%	13%	12%

Для аргиллизитов и аргиллизитизированных пород выделяется четыре главных фактора, описывающие в своей совокупности 54 % общей изменчивости. Равнозначные дисперсии факторов указывают на сложность и гетерогенность метасоматической системы.

Золото имеет максимальную нагрузку в четвертом факторе (+0,60) и ассоциирует с As (+0,70) и Bi (+0,54). Подчиненное положение золота по отношению к мышьяку используется в качестве одного из критериев для решения вопроса о степени эродированности исследуемого участка, что принципиально важно для оценки перспектив площади. В ряду вертикальной геохимической зональности, эмпирически установленной для эпitherмальных золото-серебряных месторождений, As занимает верхние позиции, следуя за Pb, Au, Ag. Общий ряд вертикальной зональности выглядит следующим образом: (W, Bi, Sn) – Mo – (Cu, Zn) – Pb – Au – Ag – (As, Sb) – Ba – Hg [Константинов, 1984]. Учитывая данные по метасоматической зональности для таких месторождений в вулканогенных поясах, определяемую как ряд пропилиты-вторичные кварциты-аргиллизиты (снизу-вверх) [Петренко, 1999] и собственные геологические наблюдения, зона, в которой четвертый фактор показывает максимальные собственные значения, является надрудной или отдаленно-надрудной.

По результатам факторного анализа для пропилитов и пропилитизированных пород выделяется два фактора, характеризующие рудный процесс и поведение золота.

Фактор №1 составляет 16% от общей дисперсии и характеризуется положительными нагрузками Au, Bi, Mo и Cu. Третий фактор также отвечает за тождественное поведение ряда рудных элементов – As, Ag, Au, характеризуясь их положительными нагрузками и отрицательной значимой нагрузкой на Ti. Такие ассоциации и взаимоотношения элементов характеризуют подрудные и надрудные уровни соответственно.

Для миоценовых вулканических пород значения факторов в каждой точке наблюдения могут картироваться в качестве полиэлементных геохимических показателей. Фактор №4 для выборки №1 образует два обширных ореола в северной части участка и один компактный ореол в центральной части. Факторы отвечающие за поведение рудных элементов и золота для выборки №2 картируются не столь широко и формируют два локальных ореола (рис. 1). Таким образом, совместное использование геохимической и геологической информации позволяет уверенно выделять перспективные участки и обоснованно рассуждать о наличии или отсутствии оруденения, что является необходимой информацией для возможного проектирования и проведения дальнейших геологических работ.

Автор выражает глубокую признательность сотрудникам ОАО «Камчатгеология» за предоставление материалов и всестороннюю помощь в проведении исследования.

Список литературы

Константинов М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М: Недра, 1984, 165 с.

Петренко И. Д. Золото- серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, Изд-во картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.

Проект по объекту «ГДП-200 листа N-57-IX («Кимитинская площадь в пределах Центрально-Камчатского золоторудного района»), осуществляемого ОАО «Камчатгеология», 2006.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ ПЛАТО КЕРГЕЛЕН, ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН (РЕЙСЫ ODP 120, 183)

В.Б. Курносов

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

Внутриплитные поднятия – это гигантские структуры океанического дна. Они характеризуются своеобразной морфологией, составом магматических пород и излиянием лав как в мелководных, так и глубоководных условиях. Внутриплитные поднятия формируются в различных тектонических обстановках: (1) вдоль срединно-океанических спрединговых хребтов; (2) при внутриплитном вулканизме, возможно над мантийной горячей точкой; (3) как островные дуги вдоль конвергентных границ плит; (4) как результат подъема древней океанической коры, с проявлением синхронного вулканизма; или (5) как различные комбинации перечисленных обстановок [Vallier et al., 1981]. Такое разнообразие тектонических обстановок обуславливает вариации в химическом составе лавовых потоков и пиллоу-лав, их геохимическую специфичность по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов, своеобразие термальной истории, циркуляцию морской воды и флюидов в этих вулканических постройках и изменение пород в постэруптивных гидротермальных процессах [Kurnosov, Murdmaa, 1996].

Плато Кергелен – типичное внутриплитное поднятие, относящееся к Большим Магматическим Провинциям (Large Igneous Provinces – LIP's). На сегодняшний день плато Кергелен наиболее полно опробовано скважинами глубоководного бурения в рейсах ODP 120 и 183 (ODP – Ocean Drilling Program) по сравнению с другими внутриплитными поднятиями в океане. Плато находится в юго-восточном, антарктическом секторе Индийского океана и протягивается на 2300 км между 46° и 64° южной широты [Schlich et al., 1989]. Меловые базальты, слагающие плато Кергелен, по составу являются переходными между MORB и OIB. Все опробованные лавы испытали постмагматические изменения в низкотемпературных условиях.

В данной работе рассматриваются результаты изучения образцов измененных и свежих базальтов плато Кергелен, которые были отобраны из керна скважин 747C, 1136A, 1137A, 1138A и 1140A.

Точка бурения 1136 находится в южной части плато Кергелен. Скважина 1136A глубиной 161,4 м вскрыла 128,1 м осадков и 33,3 м подстилающих их базальтов, излившихся в субаэральной обстановке. Нижняя часть осадочного разреза имеет возраст от сеномана до раннего альба [Coffin et al., 2000].

Скважина 1137A пробурена на восточной окраине плато (банка Элан) на глубину 371,2 м. В интервале 219,5-371,2 м (нижние 150 м разреза) были опробованы базальтовые лавовые потоки, переслаивающиеся с осадками и вулканокластическими отложениями. Большинство лавовых потоков изливалось в субаэральных условиях [Coffin et al., 2000].

Точки бурения скважин 747 и 1138 расположены в центральной части плато Кергелен. Скважина 747C неглубокая (53,9 м) прошла через 12 лавовых потоков, разделенных базальтовыми брекчиями. Скважина 1138A достигла глубины 842,7 м, вскрыла 698 м осадков от плейстоценового до позднемелового возраста и вошла примерно на 144 м в базальтовый фундамент. Большинство встреченных вулканитов отнесено к субаэральным базальтовым “раhоеhое” и классическим “aa” лавам.

На северной оконечности плато была пробурена скважина 1140A глубиной 321,9 м. В ней опробовано 87 м пиллоу-базальтов, образовавшихся в субаквальной обстановке. С юга на север возраст базальтов уменьшается приблизительно от 120 млн лет до 35 млн лет [Coffin et al., 2000].

Базальты, изученные из скважин, пробуренных в разных частях плато Кергелен, в геохимическом отношении являются производными толеитовых расплавов, но возникших на больших глубинах, чем расплавы срединно-океанических хребтов [Артамонов, Золотарев, 2003; 2007]. Базальты плато Кергелен обогащены Ti, P, Zr, Sr и легкими РЗЭ. Только в северной части плато (скважина 1140A) базальты сформировались вероятно под влиянием двух источников, расположенных на разных глубинах [Артамонов, Золотарев, 2003; 2007]. Этот вывод сделан на основе установленных вариаций содержания Ti. Базальты с низким

содержанием Ti близки базальтам срединно-океанических хребтов. Базальты с повышенным содержанием Ti – производные более глубоко расположенных первичных расплавов.

Вторичные минералы

Базальты из скважины 1136А изменены слабо, иногда достигая среднего уровня изменения. Слабо измененные базальты содержат от 0,90 до 1,58 вес.% H_2O^+ . Оливин и стекло из интерстиций замещены глинистыми минералами, преимущественно смектитами. Плаггиоклаз частично затронут слоистыми силикатами. Везикулы заполнены, главным образом, смектитами. Гидрослюда, кальцит и гейландит совместно со смектитами формируют жилы. Весь набор вторичных минералов, идентифицированный в базальтах из этой скважины, отражает низкотемпературные условия их изменения.

Отдельные образцы базальтов из скважины 1137А несколько сильнее изменены, чем базальты из скважины 1136А. В них содержание H_2O^+ иногда достигает 3,03 вес.%. Встречены также участки окисленных базальтов (отношение Fe_2O_3/FeO достигает 3,5). Железомagneзиальные минералы и стекло интерстиций замещены глинистыми минералами. В плаггиоклазовых фенокристах встречен вторичный калиевый полевой шпат (КПШ), карбонат и глинистые минералы. Плаггиоклаз из матрикса также содержит КПШ. Наиболее распространенный минерал в везикулах – смектит, часто с примесью цеолитов (клиноптилолит и гейландит). Маломощные жилки содержат смектит, кальцит, клиноптилолит и кварц как небольшую примесь. Комплекс вторичных минералов, встреченных в базальтах из 1137А, связан с низкотемпературным процессом изменения пород. При рассмотрении всего разреза базальтов не выявлена вертикальная зональность в их изменении.

Изучение базальтов из скважины 1138А показало, что их изменение варьирует от слабого уровня до относительно интенсивного. Изменениями затронута от 10% до 50% объема породы (содержание H_2O^+ достигает 5 вес.%). Базальты не окислены, редко слабо окислены (отношение Fe_2O_3/FeO от 0,4 до 3). Оливин, плаггиоклаз и стекло, заполняющее интерстиции, замещены в разной степени глинистыми минералами. В отличие от других скважин, пробуренных на плато Кергелен, вторичные минералы из везикул представлены относительно широким набором цеолитов (гейландит, клиноптилолит, морденит, стилбит, анальцит, натролит, иногда встречается томсонит). Распределение вторичных минералов, как заполняющих везикулы и трещины, так и замещающих минералы-фенокристы и минералы основной массы, показывают отсутствие вертикальной зональности изменения базальтов по всему вскрытому скважиной 1138А разрезу. В то же время, в индивидуальных лавовых потоках обнаруживается внутренняя зональность, которая наиболее проявлена через развитие смектита в кровле потоков и в появлении хлорита и серпентина(?) в их центральных частях.

Скважина 747С расположена недалеко от скважины 1138А. Базальты из скважины 747С изменены в разной степени (содержание H_2O^+ варьирует от 0,69 вес.% до 5,14 вес.%). Среди вторичных минералов преобладают смектиты или смектиты с хлоритом или с разбухающим хлоритом. Цеолиты были изучены из крупных везикул, а также в плаггиоклазовых фенокристах. Наиболее подробно цеолиты были изучены [Sevigny et al., 1992]. Он диагностировал шабазит, натролит, томсонит, мезолит, стилбит и гейландит. Температура их образования около $120^{\circ}C$, которая была замерена при современном формировании этих цеолитов в Исландии [Kristmannsdottir, Tomasson, 1978]. Кальцит встречен в везикулах и жилах, а также участвует в замещении порообразующих минералов. Окисление базальтов маркируется главным образом гетитом и Fe-гидроксидами.

Наименее изменены и не окислены базальты из скважины 1140А, излившиеся в относительно глубоководных условиях. Основной вторичный минерал – смектит. Он отражает низкотемпературные условия изменения пород. Цеолиты не встречены ни в одном из многочисленных изученных образцов в отличие от базальтов, излившихся в субаэральной обстановке (скважины 1136А, 1137А, 747С и, особенно, скважина 1138А). Возможно существует связь формирования цеолитов с субаэральной обстановкой излияния лав.

Мобильность химических элементов

Валовый химический состав базальтов (главные элементы) был получен методом “мокрого” силикатного анализа. Малые элементы были определены рентгено-флюоресцентным методом. Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) получено с помощью нейтронно-активационного анализа.

При слабом изменении базальтов из скважины 1136А в них уменьшается содержание Si, Fe, Mn, Ca, Cu, Zn и Th, в то время как концентрации большинства РЗЭ слабо увеличиваются. В

базальтах с признаками окисления (окисление как наложенный процесс на предшествующие изменения в неокислительной обстановке) уменьшается содержание P, P3Э, Nb и Zr.

Привнос/вынос химических элементов при взаимодействии вода-порода в низкотемпературных условиях также был изучен для базальтов из скважины 1140А, измененных в неокислительной обстановке (по терминологии Bass, 1976: “non-oxidative” и “oxidative environments of alteration”).

В качестве репера был выбран свежий не окисленный базальт со следующими характеристиками: $H_2O^+ = 0,74$ вес.%, отношение $Fe_2O_3/FeO = 1,01$, плотность = $2,93$ г/см³). С ним был сопоставлен слабо измененный также не окисленный базальт ($H_2O^+ = 1,40$ вес.%, $Fe_2O_3/FeO = 0,69$). Сравнительный анализ этой пары показал, что при неокислительном слабом изменении проявлена тенденция к выносу из породы Cu, Y, Rb и Sr. Базальт при этом слабо обогащается Ni, V, Co, Zn и Ba.

Более сильно измененный образец базальта из скважины 747С содержит меньше Sc, V, Cu, Y, Nb, Sr и Ba, но больше Rb.

Заключение

Все изученные базальты из скважин, пробуренных на плато Кергелен, претерпели в основном слабые изменения в низкотемпературных участках гидротермальных систем. Наименее изменены базальты из скважины 1140А (пиллоу-лавы, образовавшиеся в субаквальных условиях излияния лав). Основной вторичный минерал в них – смектит. В везикулах и жилах нет цеолитов, характерных для базальтов из других скважин, в которых опробованы базальты из лавовых потоков, изливавшихся в субаэральных обстановках. В свою очередь, выявленный ряд цеолитов отражает хотя и низкотемпературные условия, но относящиеся к гидротермальным, т.к. температура их образования оценена около 120°С.

Распределение вторичных минералов в разрезах базальтов, вскрытых скважинами на плато Кергелен, показало отсутствие вертикальной зональности в их изменении. Кроме того, лентоподобное распределение анальцима, стилбита и морденита в разрезах базальтового фундамента, а также проявление внутренней зональности в распределении глинистых минералов в индивидуальных лавовых потоках, показывает, что изменения пород происходило вдоль контактов лавовых потоков при субгоризонтальном движении растворов. Зональность в распределении глинистых минералов в пределах лавовых потоков и отсутствие вертикальной зональности в разрезах базальтов были выявлены при изучении Гавайско-Императорской цепи одиночных симаунтов [Курносов, 1986; Kurnosov et al., 2008] и гайотов западной части Тихого океана [Kurnosov et al., 1995; Kurnosov et al., 2008]. Влияние горячих вод, циркулирующих вдоль контактов лавовых потоков, на образование субгоризонтальных цеолитовых зон в базальтах было изучено в Исландии [Walker, 1960; Tomasson, Kristmannsdottir, 1972; Kristmannsdottir, Tomasson, 1978].

Полученные результаты по привносу/выносу элементов при слабом изменении пород нередко находятся в пределах или почти в пределах аналитических ошибок, поэтому для подтверждения тенденций в мобильности элементов при взаимодействии вода-порода необходимо накопление значительного статистического материала. Кроме того, если при неокислительном типе изменения пород можно проследить вполне определенную тенденцию в привносе/выносе элементов, то при смешении обстановок их изменения (окислительного типа наложенного на неокислительный) в каждом отдельном случае тренды мобильности элементов будут находиться в прямой зависимости от пропорций этого смешения. В гидротермальных системах, представляющих собой разнотемпературные зоны, низкотемпературные участки составляют значительную их часть. Поэтому, несмотря на малые величины перераспределяющихся элементов при низкотемпературном взаимодействии вода-порода, в целом они могут собираться в большие объемы вещества, переносимого в гидротермальных системах. Таким образом, их вклад в минерализацию растворов может быть сопоставим с количеством вещества, освобождающегося из пород при их взаимодействии с горячими растворами в высокотемпературных гидротермальных зонах.

Список литературы

Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Вулканизм плато Кергелен (Индийский океан): состав, эволюция, источники // Литология и полезные ископаемые, 2003. № 4. С. 425-448.

- Артамонов А.В., Золотарев Б.П.** Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятий и гипотеза “горячих точек” // Геотектоника, 2007. № 6. С. 1-20.
- Курнос В.Б.** Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения) // М.: Наука, 1986.
- Bass M.N.** Secondary minerals in oceanic basalt, with special reference to Leg 34, Deep Sea Drilling Project, 1976 // In Yeats R.S., Hart S.R. et al., Init. Repts. DSDP, 34: Washington (US Govt. Printing Office), P. 393-432.
- Coffin M.F., Frey F.A., Wallace P.J.** et al. Proc. ODP, Init. Repts., 183 [CD-ROM], 2000. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845-9547, USA.
- Kristmannsdottir H., Tomasson J.** Zeolite zones in geothermal areas in Iceland // Natural zeolites, Occurrence, Properties, Use. Oxford and New York: Pergamon Press, 1978. P. 277-284.
- Kurnosov V.B., Murdmaa I.O.** Hydrothermal and cold-water circulation within the intraplate seamounts: effects on rock alteration // The oceanic lithosphere and scientific drilling into the 21st Century, Woods Hole, MA, USA, 1996. P. 87-88.
- Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Eroshchev-Shak V.A.** et al. Alteration of basalts from the West Pacific Guyots, Legs 143 and 144 // In Haggerty J.A., Premoli Silva I., Rack F., and McNutt M.K. (Eds), Proc. ODP, Sci. Results, 144: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1995. P. 475-491.
- Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V.** et al. Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments // Transact. GIN, V. 581. [Booklet and CD-ROM]: Moscow, GEOS, 2008. 1056 p. [Internet address http://www.ginras.ru/files/docs/publications/TechNote_AlterationEffects.pdf or <http://www-odp.tamu.edu/publications/pubs2.htm>]
- Schlich R., Wise S.W.** et al. Proc. ODP, Init. Repts., 120: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1989.
- Sevigny J.H., Whitehutch H., Storey M., Salters V.J.M.** Zeolite-facies metamorphism of Central Kerguelen Plateau basalts // In Wise S.W. Schlich J.R. et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 120: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 63-69.
- Tomasson J., Kristmannsdottir H.** High temperature alteration minerals and geothermal brine, Reykjanes, Iceland // Contr. Mineral. Petrol., 1972. V. 36. № 2. P. 123-134.
- Valier T.L., Rea D.K., Dean W.E.** et al. The geology of Hess Rise, Central North Pacific Ocean // In Thiede J., Valier T.L., et al., Init. Repts. DSDP, 62: Washington (US Govt. Printing Office), 1981. P. 1031-1072.
- Walker G.P.L.** Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in Eastern Iceland // J. Geol., 1960. 68. P. 515-525.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ «ЧЕРНЫЕ КУРИЛЬЩИКИ»

Масленников В.В.¹, Масленникова С.П.¹, Леин А.Ю.², Богданов Ю.А.², Третьяков Г.А.³

¹Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Челябинская обл., e-mail: mas@mineralogy.ru

²Институт океанологии УрО РАН, Москва, e-mail: lein@geo.sio.rssi.ru

³Институту геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: genatret@uiggm.nsc.ru

Яркими свидетелями субмаринной высокотемпературной газо-гидротермальной деятельности в фанерозойских колчеданоносных вулканогенных комплексах являются сульфидные трубы «черных курильщиков». До недавнего времени находки сульфидных труб в древних вулканогенных колчеданных месторождениях были крайне редкими. Лишь в последние годы авторами собрана и изучена большая коллекция разнообразных сульфидных труб фанерозойских колчеданных месторождений Евразии. Если минералогические особенности и условия формирования современных «черных курильщиков» к настоящему времени хорошо изучены [Леин и др., 2003; Бортников, Викентьев, 2005; Бородаев и др., 2004; Викентьев, 2004; Богданов и др., 2006; Zierenberg et al., 1993 и др.], то опубликованных сведений об их древних представителях пока еще немного [Масленников, 2006; Зайков, 2006, Масленникова, Масленников, 2007].

Современные и древние «курильщики» связаны с различными по составу вулканогенными комплексами, что ставит под сомнение проведение прямых аналогий. Действительно, гидротермальные трубы нередко оказываются столь разными по составу, что приходится говорить не об аналогиях, а об очевидных минералогических отличиях. Понять природу этих отличий - одна из важнейших задач развития теории колчеданообразования. В связи с этим, в последние годы активизировались работы по сравнительному анализу состава и условий формирования современных и древних «черных курильщиков». Установлено, что сульфидные трубы древних «черных курильщиков» в целом формировались по той же схеме центробежно-центростремительного донного гидротермального роста, что их современные представители. Общим признаком всех «черных курильщиков» являются концентрические слои друзового халькопирита (зона В), инкрустировавшие стенки каналов труб. Большинство исследователей пришло к выводу, что именно эти слои характеризуют высокотемпературные (330-450 °С) условия формирования «черных курильщиков». По составу других, менее высокотемпературных зон (А, С, D), «черные курильщики» могут существенно отличаться. Понять причины сходства и отличий современных и древних «черных курильщиков» во многом можно на основе выявления корреляций их состава с составами колчеданоносных вулканогенных комплексов, а также на базе физико-химического моделирования параметров и последовательности газо-гидротермального минералообразования.

Можно предполагать, что минералогическая специализация «черных курильщиков» во многом находится в зависимости от состава рудовмещающего вулканогенного фундамента. Подрудные колчеданоносные комплексы по преобладанию вулканитов подразделяются на базальтовые, риолит-базальтовые, базальт-андезит-дацит-риолитовые. Каждый комплекс характеризуется своими минералогическими разновидностями труб «черных курильщиков».

Базальтовые комплексы. Древние аналоги «черных курильщиков» представлены, главным образом, в рудах месторождений кипрского рудно-формационного типа, ассоциирующего с мезозойскими задуговыми или субокеаническими офиолитовыми комплексами. Находки палеогидротермальных сульфидных труб на этих месторождениях являются единичными. Оболочки известных медноколчеданных труб из месторождений кипрского типа (Перистерка на Кипре, Фигаро в Калифорнии) сложены колломорфным пиритом и марказитом. Внутренние стенки труб инкрустированы халькопиритом, иногда изокубанитом. На месторождении Скуриотисса (Кипр) авторами обнаружены многочисленные фрагменты труб-диффузеров, состоящих из пористого колломорфного и зернистого пирита. Для большинства сульфидных труб современных «черных курильщиков», формирующихся на базальтовом основании СОХ Тихого (поле ВТП 9° с.ш.) и Атлантического (поля ТАГ, Лаки Страйк, Брокен Спур), характерна такая же простая минералогическая зональность. Наружные части оболочек труб сложены ангидритом или колломорфным пиритом, марказитом, реже – сфалеритом. По мере перехода к внутренним частям оболочек появляются эвгедральные кристаллы пирротина, частично замещенные марказитом, сфалеритом. На контакте с каналом трубы преобладают эвгедральные кристаллы пирита, цементированные халькопиритом.

Внутренние стенки труб инкрустированы друзовидными агрегатами халькопирита и изокубанита. Осевые части каналов либо полые, либо заполнены вюртцитом, марказитом и пиритом. Акцессорные минералы в сульфидных трубах как древних так и современных колчеданных месторождений кипрского типа встречаются крайне редко. Иногда присутствует примесь ультрамикроскопических зерен галенита и идаита, золота (поля ТАГ и Снейк Пит).

Более разнообразная акцессорная и минерализация встречается в трубах современных “черных курильщиков”, формирующихся на серпентинитовых выступах САХ и на осадочном чехле СОХ [Леин и др., 2003; Zierenberg et al., 1993]. Однако, древние аналоги сульфидные труб “черных курильщиков”, формировавшихся на серпентинитовом или вулканогенно-осадочном основании, пока не обнаружены.

Риолит-базальтовые колчеданосные комплексы отличаются преобладанием основных вулканитов или равным их соотношением с кислыми вулканитами. Как правило, обстановки формирования этих комплексов ассоциируются с задуговыми и междуговыми спрединговыми бассейнами. На палеозойских медно-цинково-колчеданных месторождениях уральского типа (Яман-Касы, Молодежное, Узельга-4, Сафьяновское на Урале, Николаевское на Рудном Алтае) “черные курильщики” представлены в основном медно-колчеданными и медно-цинково-колчеданными разновидностями труб, содержащими обильный колломорфный пирит и марказит, а также псевдоморфозы пирита по пирротину. Гораздо реже встречаются колчеданно-барит-полиметаллические разновидности труб. Чаще всего оболочки сульфидных труб представлены как колломорфным пиритом и марказитом, так и сфалеритом, как и во многих трубах “черных курильщиков” современных СОХ и обширных ЗБ. Однако, в оболочках древних сульфидных труб не сохраняется ангидрит и гораздо реже обнаруживается реликтовый пирротин. Ангидрит, очевидно, полностью растворен, а кристаллы пирротина обычно замещены тонкодисперсным пиритом или марказитом, реже – сфалеритом и кварцем. Каналы труб последовательно заполнены халькопиритом, марказитом, сфалеритом, кварцем, реже – баритом. Крустификационный халькопирит несет признаки решетчатых продуктов распада твердых растворов (ПТР). Однако, в отличие от изокубанита, свойственного “черным курильщикам” СОХ, ПТР уральских “черных курильщиков” характеризуются повышенными содержаниями цинка. Цинковистые разновидности ПТР отмечались ранее в трубах современных “курильщиков” задугового бассейна Лау [Бортников и др., 1993]. В отличие от большинства современных «черных курильщиков», в крустификационном халькопирите медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных труб колчеданных месторождений Урала в минеральных ассоциациях доминируют теллуриды Fe, Co, Au, Ag, Hg, Bi, Pb, иногда самородный теллур, в еще меньшем количестве распространены сульфоарсениды Co и Fe, мышьяковые и теллуриды сульфосоли Ag, Cu, Pb и Hg, а также самородное золото [Масленникова, Масленников, 2007]. Установлена смена сульфоарсенидных, арсенидных и теллуридных ассоциаций золото-галенит-сульфосольными в ряду от медно-колчеданных труб к медно-цинково-колчеданным и колчеданно-полиметаллическим. Нередко медно-колчеданные трубы, как и многие подобные “черные курильщики” современных СОХ почти не содержат акцессорной минерализации. Максимальное количество и разнообразие акцессорных минералов отмечается в медно-цинково-колчеданных трубах. Для колчеданно-полиметаллических труб типичен простой парагенезис галенита, золота, теннантита, тетраэдрита, более характерный для «курильщиков» месторождений следующего рудно-формационного типа (куроко).

Базальт-андезит-дацит-риолитовые колчеданосные комплексы отличаются ограниченным распространением базальтов в подрудных толщах при преобладании средних и кислых вулканитов. Условия формирования этих вулканических комплексов ближе всего сопоставляются с внутридуговыми бассейнами, осложненными локальными раздвигами и кальдерами. С ними обычно связаны колчеданно-полиметаллические месторождения типа куроко (подтипы: баймакский, алтайский, понтийский или малокавказский). Сульфидные трубы палеозойских “черных курильщиков” (ордовик-девон) обнаружены нами в рудных холмах и сульфидных брекчиях медно-цинково-колчеданных месторождений Урала (Валенторское, Александринское, Октябрьское, Джуса, Талганское, Таш-Тау), которые относятся к баймакскому подтипу, а также Рудного Алтая (Артемьевское, Заречное), связанные с алтайским подтипом. Представителями мезозойских колчеданных месторождений типа куроко (подтип понтийский или малокавказский) являются месторождения Чейли-Маденкой и Лаханос в Турции. Кайнозойские (миоценовые) месторождения, содержащие многочисленные

трубы “черных курильщиков” обнаружены типовых месторождениях куроко - Матсумине, Митсуки, Ханавы, Фурутобе, Эзури в Японии (о. Хонсю, район Хокуроко).

Среди труб преобладают колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические разновидности. В большинстве из них, в отличие от труб предыдущих типов колчеданных месторождений, колломорфный пирит отсутствует или является второстепенным минералом. Пирротин или псевдоморфозы пирита по пирротину не встречаются. Оболочка многих сульфидных труб сложена в основном сфалеритом или баритом с примесью галенита, блеклых руд, реже глобулярного колломорфного, фрамбоидального, субгедрального и эвгедрального пирита. Нередко колломорфные разновидности пирита замещены халькопиритом и борнитом или теннантитом. Внутренние стенки труб инкрустированы халькопиритовыми или сфалерит-халькопиритовыми зернистыми слоями. Осевые части каналов последовательно заполнены сфалеритом, графическими сростаниями галенита и блеклых руд, баритом. ПТР из группы изокубанита не встречаются. Их место занимают тонкие халькопирит-борнитовые сростания, имеющие горчичный цвет. В более крупнозернистых агрегатах видны решетчатые структуры, образованные ламеллами халькопирита в борните. В оболочках труб, богатых сфалеритом, встречается обильная магнетитовая, реже гематитовая минерализация. Отличительная особенность сульфидных колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических труб – широкое развитие золото-галенит-блекловорудной ассоциации, иногда с сульфосолями серебра, сульфидами серебра и висмута. Гораздо реже встречаются теллуриды серебра (Александринское), еще реже – висмута, серебра и золота (Валенторское), а также поздний арсенипирит, заместивший теннантит (Артемьевское). В целом, баритсодержащие «курильщики» – индикаторы месторождений типа куроко, характерны для гидротермальных полей, формирующихся на андезит-дацит-осадочном основании в западной части Тихого океана [Богданов и др., 2006]. Так же, как и сульфидные трубы из месторождений типа куроко, оболочка современных “черных (серых) курильщиков” образована сфалеритом, баритом, при подчиненной роли пирита. Стенки каналов труб в большинстве случаев последовательно инкрустированы халькопиритом, сфалеритом и баритом. Многие сульфидные проявления современных внутридуговых рифтов характеризуются обилием галенита, теннантита, тетраэдрита, золота и сложных нестехиометричных Cu–Ag–Pb–As–Sb сульфосолей.

Таким образом, установлена корреляция между соотношением вулканитов и составом сульфидных труб «черных курильщиков». В рудно-формационном ряду в «черных курильщиках» убывает роль железистых минералов (пирротина, пирита, марказита), возрастает роль борнита, сфалерита, галенита и барита. Типовыми для месторождений кипрского типа являются медно-колчеданные трубы, для уральского – медно-цинково-колчеданные, для куроко – колчеданно-барит-полиметаллические. Анализ распределения ассоциаций акцессорных минералов на диаграммах $\log fS_2$ - $\log fTe_2$ и $\log fTe_2$ - $\log fO_2$ свидетельствует о нарастании окислительного характера минералообразования в ряду от медно-колчеданных труб к колчеданно-полиметаллическим. Все это логично коррелирует с изменениями составов вулканитов (содержаний FeII) в представленном рудно-формационном ряду месторождений колчеданного семейства.

Методом ЛА–ИСП–МС (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерным микроотборником в Университете Тасмании) определены особенности распределения элементов-примесей в фанерозойских «черных курильщиках». Установлено явление гидротермально-осадочной дифференциации элементов-примесей, которое привело к «скрытой» геохимической зональности труб. Выявлены геохимические отличия “черных курильщиков”, сформированных в различных вулканогенных обстановках. На основе сравнения высокотемпературных халькопиритовых крустификаций установлена зависимость спектра элементов-примесей от состава субстрата, на котором сформированы современные и древние «черные курильщики». Серпентинитовый субстрат – Co и Ni, иногда Se, базальтовый – Co, Se и низкий Bi, риолит-базальтовый – Te и Bi, иногда Co и средний Se, баральт-андезит-дацит-риолитовый – As, Mo, Pb, иногда W и низкий Co. Открываются перспективы использования геохимической специализации “черных курильщиков” при палеовулканических реконструкциях.

Проведено физико-химическое моделирование минералообразования в системе океаническая вода/базальт по программе «Селектор» [Кагров, 1997]. Установлено, что последовательность гидротермального отложения минералов в каналах «черных курильщиков» определяется кондуктивными изменениями температуры раствора. В целом, последовательность минералообразования по мере кондуктивного остывания растворов от 370

°С до 2 °С обычно соответствует природной схеме: зона В (ангидрит+халькопирит ± алтаит) → зона С (±борнит ± пирит ±сфалерит ± галенит) → зона D (± кварц ± барит). Минеральный тип курильщика определяется соотношением океанская вода/порода в зоне взаимодействия базальта с раствором, а также зависит от дополнительной добавки или окисления H₂S [Третьяков, Масленников, 2008]. Окисление H₂S, по-видимому, может быть связано с уменьшением буферизирующей роли базальтов по мере увеличения роли кислых вулканитов при равном соотношении вода/порода. Последовательность минералообразования в оболочках труб с одной стороны определяется процессами их повторного нагревания, с другой – кислотнo-основной реактивностью минералов, взаимодействующих с океанской водой [Масленников, 2006].

К настоящему времени стало очевидным, что современные и древние «черные курильщики» представляют собой единую группу донных гидротермальных халькопиритсодержащих труб, которые частично различаются по минеральным ассоциациям, в зависимости от вариаций условий вулканогенного рудообразования.

Работы выполнялись по проекту Президиума РАН №17 и Интеграционного проекта УрО и СО РАН. Авторы благодарны академику А. П. Лисицыну, академику В.А.Коротееву, проф. В. В. Зайкову, проф. В. А. Прокину, проф. Р. Ларжу, проф. Л. Данюшевскому, проф. И. Джонассону, проф. Р.Херрингтону, проф. Д.Ишияме за помощь в проводимых исследованиях..

Список литературы

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др. Зональные трубки «черных курильщиков» из гидротермального поля Рейнбоу (СAX, 36°14' с.ш.) // Вестн. МГУ. Геология. Серия 4. 2004. № 3. С. 35–48.

Бортников Н. С., Федоров Д. Т., Муравьев Г. К. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геол. рудн. местор., 1993. Т. 35. № 6. С. 528–543.

Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное минералообразование в мировом океане // Геол. рудн. местор., 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных месторождений Урала. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). Изд. 2-ое, доп. М.: Наука, 2006. 428 с.

Леин А. Ю., Черкашев Г. А., Ульянов А. А. и др. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия, 2003. № 3. С. 304–328.

Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленникова С. П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Третьяков Г.А., Масленников В.В. Источник вещества и зональность стенки трубы «черного курильщика» по данным физико-химического моделирования // Рудогенез. Материалы международной конференции. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 313 – 317.

Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: Thermodynamic relations. Conditions of equilibrium, and numerical algorithms // Amer. J. Sci., 1997.V. 297. P. 767 – 806.

Zierenberg R. A., Koski R. A., Morton J. L. Bouse R. M. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba trough, Southern Gorda Ridge // Econ. Geol., 1993. V. 88. № 8. P. 2069–2099.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ РУДНО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СУЛЬФИДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В УЛЬТРАМАФИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ И ЮЖНОГО УРАЛА

И.Ю. Мелекесцева

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, e-mail: melekestseva@ilmeny.ac.ru

До начала 90-х гг. XX в. гидротермальные сульфидные залежи в современных океанах были известны в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами. За последние 15 лет в Срединно-Атлантическом хребте были открыты гидротермальные поля на ультрамафитовых породах [Богданов и др., 2006]. Офиолитовые зоны на континентах также характеризуются присутствием специфических колчеданных месторождений, ассоциирующих с ультрамафитами [Мелекесцева, 2007].

Объектами сравнительного анализа послужили руды палеозойских кобальт-медноколчеданных месторождений зоны Главного Уральского разлома (Ишкининского, Ивановского, Дергамышского и ряда близлежащих рудопроявлений) и гидротермальных полей Центральной Атлантики (Семенов, Логачев, Рейнбоу, Ашадзе).

Комплексное изучение южно-уральских кобальт-медноколчеданных месторождений, начатое в 1998 г., показало, что: 1) вмещающие оруденение ультрамафические и вулканические породы имеют надсубдукционные характеристики, а рудные поля приурочены к фрагментам аккреционной призмы раннедевонской Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги; 2) образование месторождений связано с двумя этапами развития рудных полей – субдукционным и коллизионным; 3) формирование руд происходило гидротермально-метасоматическим и гидротермально-осадочным путями в придонных условиях с последующим разрушением руд на морском дне [Зайков, Мелекесцева, 2005; Мелекесцева, 2007].

Сравнение геологической ситуации древних и современных рудных полей показывает, что они пространственно связаны с ультраосновными породами. Однако в пределах полей руды также могут залежать в вулканитах и их интрузивных аналогах. В этом смысле «аналогом» Ишкининского месторождения, руды которого полностью залегают в серпентинитах, может служить гидротермальное поле Рейнбоу, также залегающее полностью на серпентинизированных ультрамафитах. На Ивановско-Дергамышском рудном поле ситуация сложнее. Здесь в пределах субмеридиональной полосы на расстоянии около 15 км находятся месторождения и рудопроявления, залегающие в серпентинитах (Дергамышское, Северо-Ивановское), серпентинитах, базальтах и габброидах (Ивановское) и базальтах (Юлбарсовское, Казанское). Геологическая ситуация на этом рудном поле поразительно схожа с таковой в районах гидротермальных полей Семенов, а также Ашадзе и Логачев, в пределах которых рудные залежи располагаются относительно недалеко (до 10 км) друг от друга и приурочены к серпентинизированным ультрамафитам, базальтам и габбро.

Цель сравнительного анализа в настоящей работе – выявление сходств рудных фаций древних и современных гидротермальных полей. Для этого непосредственно на борту НИС «Профессор Логачев» автором были отобраны образцы руд нового гидротермального узла Семенов (13°31'г с.ш. САХ), открытого в 2007 г. ФГУНПП ПМГРЭ совместно с «ВНИИОкеанология» (г. Санкт-Петербург) в западном борту рифтовой долины [Beltenev et al., 2007]. Гидротермальный узел состоит из 4-х неактивных рудопроявлений: Западного, Северо-Западного, Восточного и Северо-Восточного, которые находятся на глубинах от 2400 до 2950 м на подводной горе, вытянутой в широтном направлении примерно на 10 км при ширине около 4.5 км. Она имеет сложное геологическое строение: с океанского дна были подняты серпентинизированные ультрамафиты, габброиды, базальты, metabазальты и плагиограниты.

Изучение образцов позволило дифференцировать рудные фации – минеральные скопления со сходными текстурно-структурными и вещественными признаками, свойственными близким обстановкам и процессам минералообразования [Масленников, Зайков, 2006]. В результате на гидротермальном поле Семенов были определены руды придонной гидротермальной, донной гидротермальной и кластогенной фаций [Melekestseva et al., 2008].

Придонная гидротермальная фация образуется ниже поверхности дна одновременно с донными гидротермально-осадочными процессами. Главным ее отличием является образование по субстрату вмещающих пород, реликты которого устанавливаются в рудах.

Образцы этой фации диагностированы на Восточном (станции 30л145 и 30л153) и Северо-Западном (ст. 30л287) рудопрооявлениях и представлены в различной степени измененными до кварц-хлоритовых пород базальтами с мелко- до крупнокристаллическими сульфидными жилами, прожилками и вкрапленностью. Руды этой фации распространены на Ишкининском, Ивановском месторождениях и гидротермальном поле Ашадзе, где они представлены массивными и прожилково-вкрапленными разностями в метасоматитах по гипербазитам, базальтам и габброидам.

Донные гидротермальные фации сульфидных отложений образуются на поверхности морского дна в толще воды вблизи устьев гидротермальных источников. На Западном (ст. 30Л186 и 30Л292) и Северо-Западном (ст. 30л287) рудопрооявлениях были диагностированы руды, по своим текстурно-структурным особенностям представляющие гидротермальные плиты и корки, которыми часто сложены склоны и цоколь современных гидротермальных сульфидных построек. Отсутствие фрагментов вмещающих пород в рудах, пористые, колломорфные и полосчатые сульфидные агрегаты являются главными отличительными чертами этих образований. Образцы станции 30л186 представлены тонкозернистыми опал-марказит-барит-пиритовыми рудами. Образцы марказит-пиритовой руды станции 30л292 макроскопически характеризуются колломорфными, кружевными, ажурными, почковидными, очень пористыми и, местами, полосчатыми агрегатами. Схожие марказит-пиритовые колломорфные руды идентифицированы на Дергамышском месторождении.

Кластогенные фации образуются в результате разрушения твердых сульфидных руд, формируют последовательный литолого-фациальный ряд по мере удаления от сульфидного холма и подразделяются на субфации рудного элювия и коллювия, проксимальных и дистальных рудных турбидитов. На Северо-Восточном рудопрооявлении были подняты глыбы серно-колчеданных обломочных руд, представленных коллювиальными брекчиями. Их главными отличительными особенностями являются изолированные и, реже, точечные контакты обломков, срезание их текстурного рисунка и зональности, а также совместное нахождение сульфидных обломков различных текстурных разновидностей и вмещающих пород. Изучение этих руд показывает, что они схожи с субфацией коллювиальных брекчий многих палеозойских колчеданных месторождений Урала [Масленников, Зайков, 2006]. На Ишкининском и Дергамышском месторождениях также широко распространены обломочные руды в виде сульфидных гравелитов и песчаников.

Сходства рудных фаций древних и современных руд прослеживаются и на микротекстурном уровне. Так, марказит-пиритовые обломочные руды характеризуются присутствием многочисленных концентрически-зональных сульфидных почек со срезанным текстурным рисунком (рис. 1а, б), что является прямым признаком кластогенного происхождения руд [Масленников, Зайков, 2006]. Развитие позднего халькопирита по обломкам и цементу в кластогенных рудах – еще одна черта сходства древних и современных руд. Решетчатые структуры срастаний пластинчатого пирротина, широко распространенные на Ивановском месторождении, схожи с таковыми из труб «черных курильщиков» гидротермального поля Рейнбоу (30е с.ш. САХ), также ассоциирующего с ультрамафитами (рис. 1в, г).

Золото-опал-изокубанит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация тонкозернистых руд станции 30Л287 Северо-Западного рудопрооявления схожа с золото-кварц-сфалерит-халькопирит-карбонатной ассоциацией прожилково-вкрапленных руд на северном фланге Ивановского рудного поля. Золото в образцах Северо-Западного рудопрооявления наблюдается в виде многочисленных, очень мелких (от 2 до 9 мкм) зерен удлиненной, овальной, угловатой, изометричной с извилистыми, иногда с кристаллическими границами в порах изокубанит-халькопирит-сфалеритовых агрегатов, в сфалерите с включениями пирротина и опале (рис. 1д). В кварц-сульфидных агрегатах северного фланга Ивановского месторождения золото округлой, каплевидной, треугольной, удлиненной, трапециевидной и изогнутой формы обнаруживается в халькопирите, реже – в халькопирите на контактах с пиритом, сфалеритом (рис. 1е), пирротинном и карбонатами, а также в кальците в ассоциации с пиритом и сфалеритом.

Таким образом, сравнительный рудно-фациальный анализ показывает общность рудообразующих процессов, происходивших на древних кобальт-медноколчеданных месторождениях южного фланга Главного Уральского разлома, с таковыми, протекающими в настоящее время на современных гидротермальных полях, ассоциированных с ультрамафитами Срединно-Атлантического хребта. Существенным отличием древних руд от современных

является их приуроченность к породам надсубдукционной геодинамической обстановки и локализация их во фрагментах аккреционной призмы палеоостровной дуги [Зайков, Мелекесцева, 2005; Мелекесцева, 2007]. В связи с этим сформулировано предположение, что находки сульфидных залежей возможны в аккреционной призме современной Идзу-Бонин-Марианской островной дуги, содержащей пластины ультрамафитов.

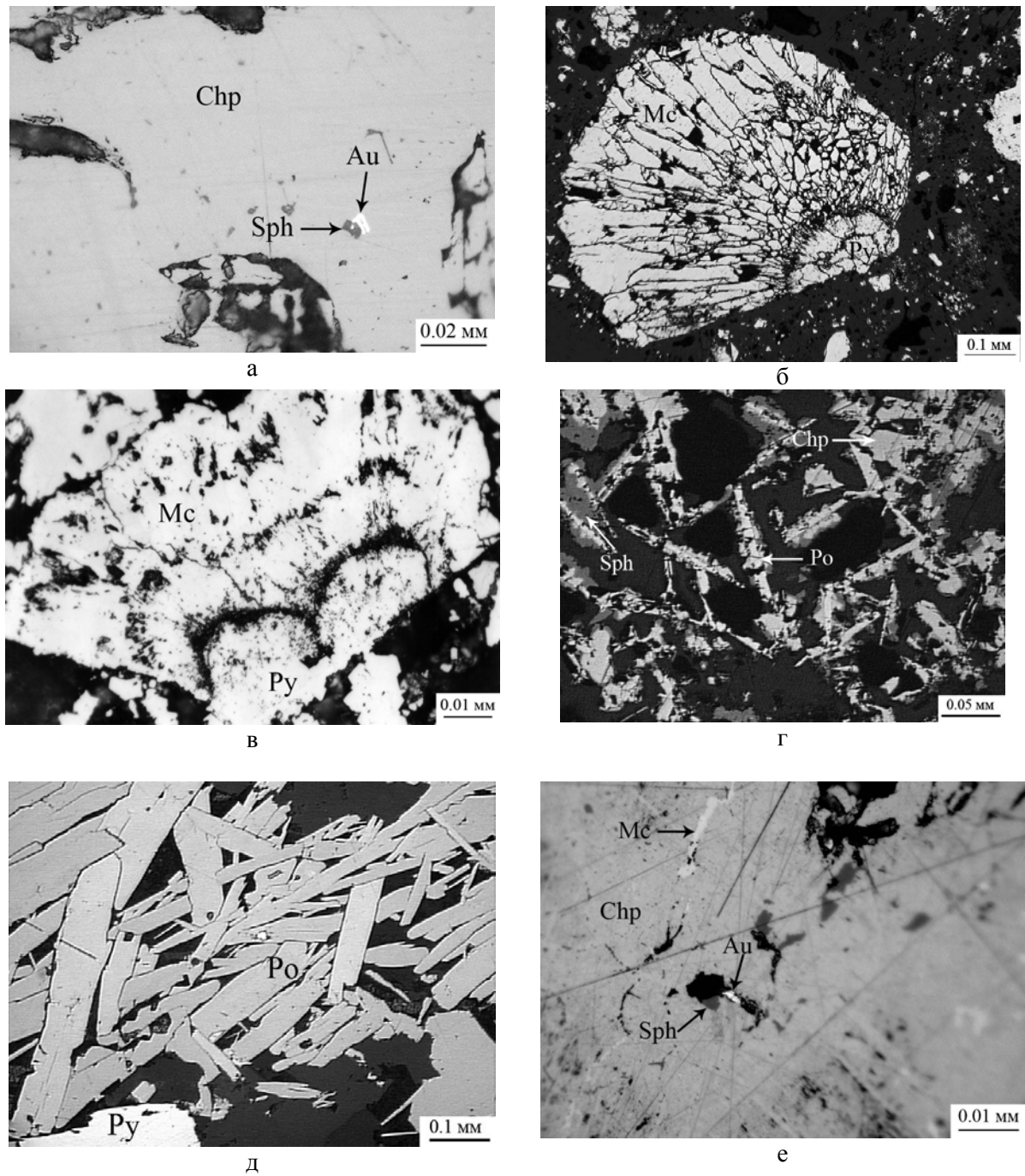


Рис. 1. Некоторые сходные микротекстуры и структуры современных и древних руд: а, б) срезание текстурного рисунка концентрически-зональных пирит-марказитовых почек в обломочных рудах Северо-Восточного рудопоявления (а, обр. 284-12) и Дергамышского месторождения (б, обр. D1/46.3); в, г) решетчатая структура срастаний пирротиновых кристаллов в рудах гидротермального поля Рейнбоу (в, обр. 4402-M1) и Ивановского месторождения (г, обр. 2Т/81.7); д, е) золото в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом в рудах Северо-Западного рудопоявления (д, обр. 30Л287-4) и северного фланга Ивановского месторождения (е, обр. 199/2801а). Отраженный свет. Py – пирит, Mc – марказит, Po – пирротин, Chp – халькопирит, Sph – сфалерит, Au – самородное золото.

Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук МК-996.2008.5, программы Президиума РАН №8470; 17 и гранта РФФИ (08-05-00731-а).

Список литературы

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера, 2005. № 3. С. 73–98.

Иванов В.Н., Бельтнев В.Е., Степанова Т.В. и др. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 19–22.

Масленников В.В., Зайков В.В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: изд-во ЮУрГУ, 2006. 224 с.

Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13° 30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News, 2007. Vol. 16. P. 9–10.

Melekestseva I.Yu., Dobretsova I.G., Ivanov V.I., Beltenev V.E. Ore facies of a new hydrothermal massive sulfide cluster at 13°31'N, Mid-Atlantic Ridge: first results // Marine Minerals: Technological Solutions and Environmental Challenges. Materials of the 38-th annual Underwater mining institute conference. Oxford, USA, 2008.

РТУТЬ КАК ИНДИКАТОР ТЕМПЕРАТУРНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ В СОВРЕМЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

А.А. Нуждаев¹, С.Н. Рычагов¹, И.И. Степанов²

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: envi@kscnet.ru

² ОАО «Александровская опытно-методическая экспедиция»,
e-mail: stepanovvi@mail.ru

В последние годы интерес к поведению ртути в геологической среде не только не ослабевает, но значительно вырос в связи с широким распространением этого элемента в лито-, гидро- и атмосфере и обнаруженным новым особенностям миграции Hg, в первую очередь, в геодинамически активных регионах земного шара. Так, показана связь аномальных вариаций содержания ртути в воде зон активных разломов с современной сейсмической активностью Байкальской рифтовой структуры [Коваль и др., 2003]. Литохимические ореолы рассеяния ртути в морских четвертичных отложениях, локализующиеся вдоль флюидопроводящих разрывных нарушений, используются при выявлении и картировании источников углеводородного сырья [Астахов и др., 2007]. Изучение поведения ртути на геотермальных месторождениях традиционно связано с решением задач поискового характера: обнаружением и трассированием зон, проницаемых для гидротермального флюида, выделением скрытых термоаномалий и т.п. [Трухин и др., 1986]. При этом считается, что практически вся ртуть из вмещающих пород под воздействием аномально высокого конвективного теплового потока отгоняется из недр месторождений и накапливается в приповерхностных аргиллизированных отложениях. Нами было показано, что на прогрессивном этапе развития гидротермально-магматической системы ртуть может создавать аномально высокие концентрации в трещинно-брекчиевых зонах по всему геологическому разрезу, а по мере эволюции системы основная масса ртути транспортируется к дневной поверхности [Рычагов, Степанов, 1994]. Одновременно происходит локализация зон миграции ртути в центральных частях систем и месторождений и потеря связи ее потока с глубинными (вероятно, магматическими) источниками. Такое поведение ртути в геотермальных условиях, а также корреляция ее распределения с золотом, полиметаллами и др. элементами позволяет использовать Hg не только как фактор оценки структуры проницаемости и изменения температуры среды, но и как возможный индикатор механизмов формирования рудных геохимических барьеров в гидротермально-магматических системах.

Отбор образцов, подготовка проб и аналитические исследования выполнены по стандартной методике [Рычагов, Степанов, 1994] на примере наиболее известных геотермальных месторождений Южной Камчатки – Мутновского, Паужетского, Паратунского и Нижне-Кошелевского, и термальных полей Камбального вулканического хребта (рис. 1). «Фоновый» участок выбран на фланге Паратунского геотермального месторождения, где в этой части данной геологической структуры не отмечается проявлений аномального теплового потока. Изучены горные породы в первичном залегании, гидротермально измененные породы, аргиллизиты (гидротермальные глины), образующиеся в гидротермальных глинах сульфиды железа (пирит), почвенно-пирокластические отложения, кремнистые осадки и травертины, солевые выпоты и донные отложения.

Изучение распределения содержаний ртути в опорных разрезах (скважинах) геотермального месторождения Океанское, расположенного на склоне действующего вулкана Баранского (о-в Итуруп) показало, что Hg создает аномалии повышенных концентраций не только в приповерхностных зонах, но и на различных глубинах [Рычагов, Степанов, 1994]. Породы, в целом, обогащены ртутью – на порядок выше фоновых значений [Леонова, 1979] для региона. Вместе с тем, распределение Hg неоднородно от разреза к разрезу. В относительно опущенных блоках, по которым происходит охлаждение пород вследствие инфильтрации метеорных и смешанных термальных вод на глубину, наблюдается чередование участков с низкими и высокими концентрациями Hg (рис. 2а).

Аномально высокие содержания ртути коррелируются с зонами повышенной трещиноватости и пористости пород, участками разуплотнения на границах литологических

горизонтов, зонами сульфидизации. Отмечается также накопление Hg в рыхлых обломочных породах, находящихся под и между потоками лав или силлами андезитов. Лавовые потоки и субгоризонтально залегающие силлы и дайки, отличающиеся слабой проницаемостью для парогидротерм и газов, по-видимому, служат экранами для флюида, насыщенного парами ртути.

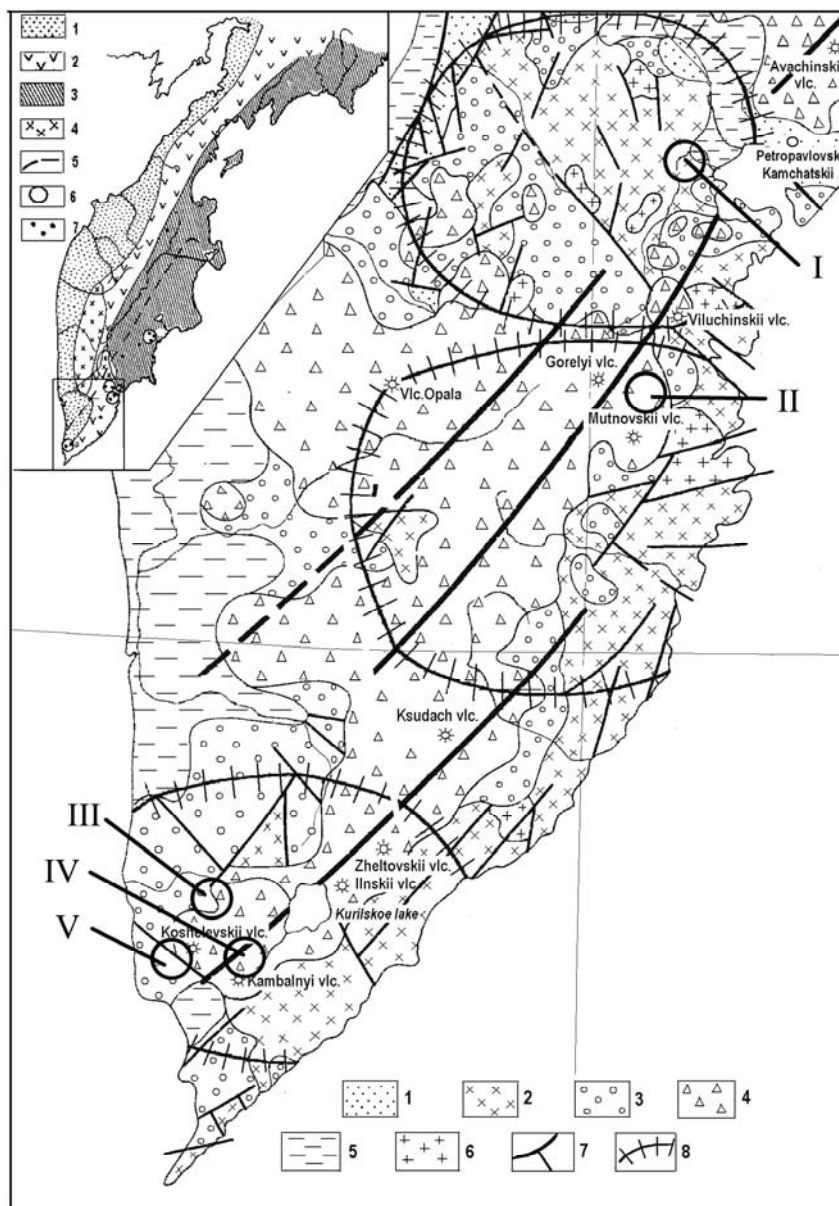


Рис. 1. Геотермальные районы Южной Камчатки, структурная схема (по [Rychagov et al., 2006]). На врезке: основные структурные зоны Камчатки в палеоген-неогеновое время (составлена Г.М. Власовым и В.В. Ярмолюком в 1964 г.): 1 – Западно-Камчатская, 2 – Центрально-Камчатская, 3 – Восточно-Камчатская зоны; 4 – Срединный массив; 5 – граница Восточно-Камчатской вулканической зоны; 6 – геотермальные районы; 7 – геотермальные системы. На основном рисунке [Геолого-геофизический..., 1987]: 1 – доостроводужные породы (доолигоценовые); 2 – нижний структурный ярус (олигоцен (?) – средний миоцен); 3 – средний ярус (средний миоцен – плиоцен); 4 – верхний ярус – четвертичные вулканы и плиоцен-четвертичные (?) осадочные толщи верхнего структурного яруса внутренней зоны островной дуги; 6 – крупные тела формации кварцевых диоритов; 7 – разломы; 8 – границы геотермальных районов, с севера на юг: Паратунского, Мутновско-Жировского и Паужетско-Камбалньо-Кошелевского. Цифрами обозначены геотермальные месторождения: I – Паратунское, II – Мутновское, III – Паужетское, V – Нижне-Кошелевское; и термопроявления Камбалнього хребта (IV).

С другой стороны, в зонах перехода жидкость-пар концентрации ртути обычно не выше фоновых. Вероятно, в условиях термодинамических барьеров зон кипения ртуть легко мигрирует по разрезу. В приподнятых блоках пород (рис. 2б) разрезы фактически стерильны,

отмечаются лишь отдельные мелкие аномалии концентраций Hg. Высокая температура пород в таких блоках (до 380-470⁰С на глубине 800-1000 м), контролирующая потоки восходящего высокотемпературного флюида, обеспечивает миграцию ртути из трещинно-порового пространства и кристаллической решетки минералов к дневной поверхности. Таким образом, в структуре гидротермально-магматической системы Баранского, находящейся на этапе прогрессивного развития, ртуть служит индикатором зон повышенной проницаемости, температурных условий и, по-видимому, рудных геохимических барьеров, в т.ч. на глубине более 500-1000 м.

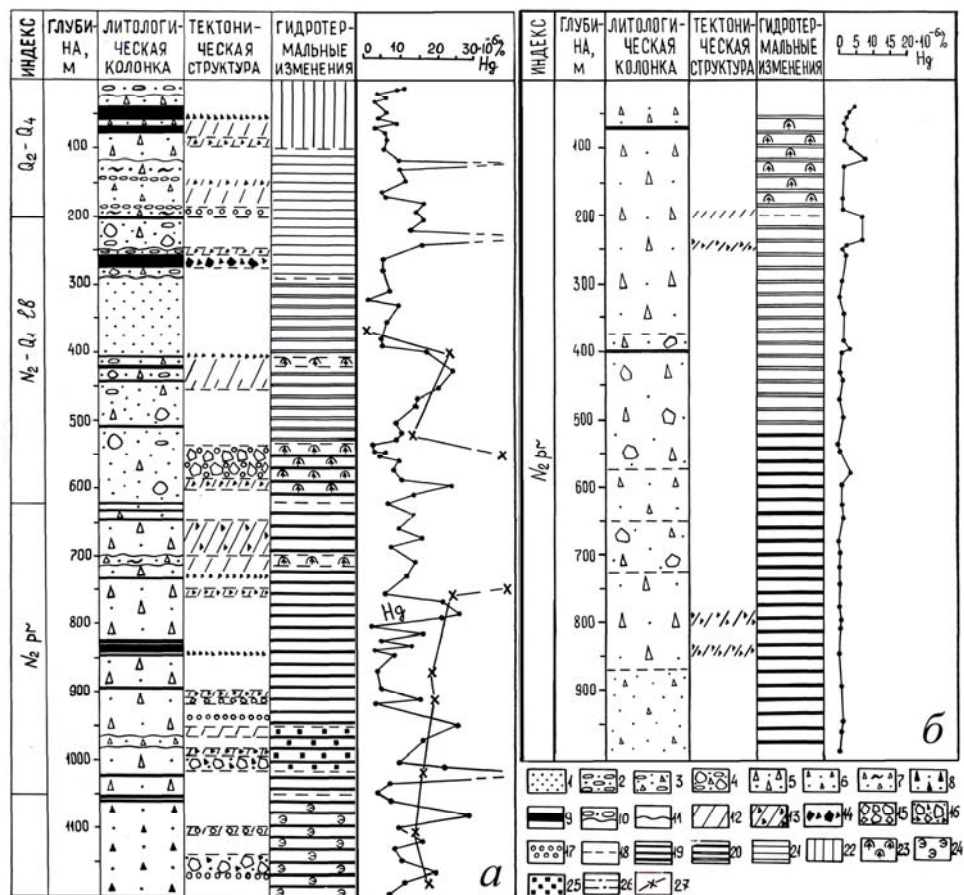


Рис. 2. Геологические разрезы системы Баранского [Рычагов, Степанов, 1994], *а* – опущенный блок (скв. 54), *б* – приподнятый блок (скв. 65). 1 – туффиты; 2 – галечники; 3 – туфогалечники; 4 – туфоконгломераты; 5 – туфы псефитовые андезидацитового состава; 6 – то же, псаммитовые; 7 – игнимбриты и пемзовые туфы; 8 – интрузивные брекчии; 9 – эффузивы, дайки и силы андезибазальтового состава; 10 – делювий; 11 – стратиграфические границы; 12 – зоны трещиноватости; 13 – тектонические брекчии; 14 – приконтактные брекчии; 15 – гидротермальные брекчии; 16 – полимиктовые комбинированные брекчии; 17 – участки повышенной пористости пород; 18 – границы тектонических зон и фаций метасоматитов; 19 – среднетемпературные, 20 – низко-среднетемпературные, 21 – низкотемпературные пропилиты; 22 – породы зон сернокислотного выщелачивания; 23 – гидротермалиты зон кипения; 24 – повышенное содержание эпидота; 25 – то же, сульфидов; 26 – границы геохимических аномалий; 27 – содержание ртути в монофракциях пирита.

Исследование распределения ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений Ю. Камчатки показало, что поведение этого химического элемента неоднозначно и зависит от температурных и физико-химических условий формирования и преобразования различных геологических отложений. Залегающие на дневной поверхности горные породы, в целом, содержат низкие, фоновые для Курило-Камчатского региона [Леонова, 1979], значения концентраций Hg. При этом Мутновское геотермальное месторождение отличается высокими средними значениями концентраций Hg в разнообразных по происхождению неизмененных породах (лавах, туфах, игнимбритах, брекчиях), а также в других твердых отложениях – метасоматитах, почвах, глинах и др. (рис. 3). По нашему мнению это объясняется, прежде всего, отличием Мутновского месторождения и одноименной гидротермально-магматической системы от др. изученных объектов по ряду общих параметров: повышенной установленной и

прогнозной мощностью (62 и более 300 МВт_г, соответственно), длительным характером (в течение всего четвертичного периода) гидротермально-метасоматической переработки огромного массива пород ($\geq n \times 100 \text{ км}^3$), широким проявлением на дневной поверхности толщи аргиллизитов ($\geq n \times 10 \text{ км}^2$), наличием в недрах гидротермально-магматической системы крупного и длительноживущего источника теплового и рудного питания. Гидротермально измененные породы, а также развитые в пределах всей зоны гипергенеза почвенно-пирокластические отложения содержат ртуть в концентрациях на 1-2 порядка выше фоновых значений. Это же характерно и для донных осадков, изученных детально на двух геотермальных месторождениях – Паужетском и Мутновском. Накопление ртути в указанных образованиях связано с современным гидротермальным процессом и наличием в метасоматитах, почвах и донных осадках породообразующих и вторичных минералов, концентрирующих ртуть. Отчасти на вопросы об условиях и механизмах накопления и перераспределения ртути при различных параметрах геотермальной среды могут ответить результаты изучения толщи гидротермальных глин и искусственных кремнистых отложений.

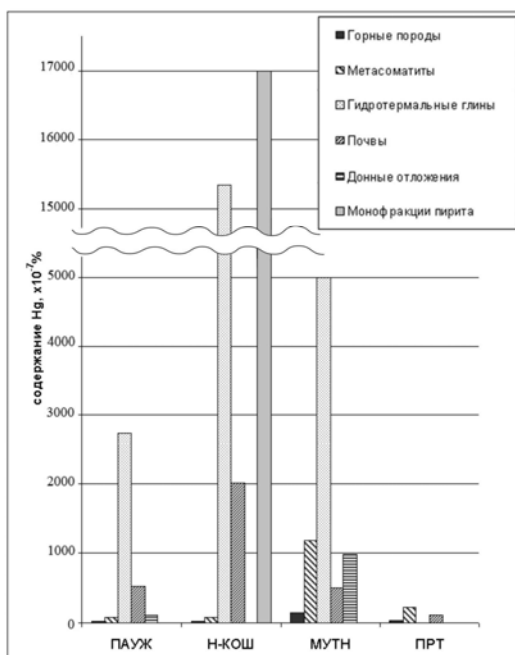


Рис. 3. Содержание Hg в различных типах твердых отложений.

Ранее было показано, что высокий уровень содержания ртути в гидротермальных глинах обусловлен, главным образом, накоплением ее в глинистых минералах на температурном барьере [Степанов и др., 1982]. Наряду с этим, активным концентратором ртути в гидротермальных зонах выступает пирит. Этот тезис находит подтверждение на примере изучения разрезов гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии и Верхне-Паужетского геотермального поля. На последнем высокие концентрации Hg в глинах связаны с приповерхностным горизонтом «синих глин» (до $\geq 2 \times 10^{-4}\%$), в которых количество пирита составляет $\geq 90\%$ от объема. При этом, мономинеральные пробы пирита показывают значения концентраций Hg на 1-2 порядка выше. Гидротермальные глины в разрезах Нижне-

Кошелевской термоаномалии характеризуются, в целом, высоким содержанием и относительно равномерным распределением пирита в слоях (до 30-40 объемных %); концентрации Hg в валовых пробах глин достигают $n \times 10^{-3}\%$, монофракциях пирита – $n \times 10^{-2}\%$. Таким образом, пирит является хорошим концентратором ртути, а также золота, полиметаллов и др. элементов, что было показано не только для эпитепальных рудных месторождений, но и для современных Геотермальных условий [Структура..., 1993].

Кремнистые осадки Паужетского геотермального месторождения содержат ртуть, в среднем, на уровне $(1-3) \times 10^{-6}\%$, что отвечает фоновым значениям для твердых отложений в условиях гидротермального процесса. Высокими концентрациями Hg (на порядок выше фоновых значений) могут отличаться кремнистые осадки, образующиеся непосредственно на излияе термальной воды из скважин. Существует также тенденция снижения концентраций ртути от верхнего слоя осадков к нижнему и от начала формирования «плаща» вниз по его простираению. Приведенные данные свидетельствуют в пользу поступления ртути из глубинного гидротермального потока (эксплуатируемый водоносный горизонт на данном участке Паужетского месторождения расположен, в среднем, в интервале глубин 600-800 м) и концентрированию ее совместно с коллоидной кремнекислотой на первом термодинамическом барьере - у устья скважин. Вероятно, силикагель, наряду с растительным субстратом, служит хорошим сорбентом ртути. При старении силикагеля и образовании минералов кремнезема ртуть, находящаяся здесь в атомарной форме, может достаточно легко высвободиться из решетки или дефектной структуры минералов и мигрировать к основанию разреза и вдоль по потоку.

Высокий уровень концентраций Hg в почвах на центральных участках геотермальных месторождений обусловлен следующими причинами: 1) интенсивной эманацией ртути из вмещающих пород (глубинного источника?) под воздействием аномально высоких температур восходящего теплового потока, установленного для Нижне-Кошелевского и Мутновского месторождений, и накоплением ее в породах вблизи дневной поверхности на температурном барьере; 2) образованием термодинамического и геохимического барьера в основании почвенного разреза, в частности, за счет выпадения здесь ряда солей (сульфатов, скрытокристаллического кремнезема из силикатного геля, и др.), которые могут выполнять роль сорбентов ртути. Хорошим сорбентом Hg также можно считать отложения торфа, погребенного под современными кремнистыми осадками, образующимися при сбросе термальной воды на поверхность Паужетского месторождения. На сорбционные свойства торфяника, вероятно, оказывают влияние высокая степень открытости системы «кремнистый осадок – растительный субстрат» за счет активной и постоянной циркуляции термальных вод, и интенсивное преобразование захороненной растительности в условиях повышенных температур среды.

Таким образом, получены данные об источниках, условиях миграции и механизмах концентрирования ртути в условиях геотермальных систем. Ртуть поступает на дневную поверхность в составе глубинного гидротермального потока и концентрируется на термодинамических барьерах в гидротермальных глинах, кремнистых осадках (силикагеле), травертинах (кальциевом геле); почвах, обладающих повышенной соленостью за счет отложения в них из пароводяной смеси кремнезема, сульфатов и др. соединений. Хорошими сорбентами ртути при атмосферном давлении и температурах от 20⁰С до 150⁰С являются новообразованные сульфиды железа (в частности, пирит), силикатный и кальциевый гели и торф, образующийся на поверхности месторождений вследствие захоронения растительности под кремнистыми осадками. Уровень концентрации ртути в твердых отложениях и характер ее распределения в зоне гипергенеза геотермальных месторождений – указывают на мощность и возможную глубину залегания источника тепла.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09-05-00022а) и Президиума ДВО РАН (проекты 09-III-A-08-418, 09-III-B-08-469 и 09-III-D-08-492).

Список литературы

Астахов А.С., Валлманн К., Иванов М.В. и др. Распределение ртути и скорость ее накопления в верхнечетвертичных отложениях котловины Дерюгина Охотского моря // Геохимия, 2007. № 1. С. 54-70.

Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.

Коваль П.В., Калмычков Г.В., Лавров С.М. и др. Антропогенная компонента и баланс ртути в экосистеме Братского водохранилища // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 388. № 2. С. 225-227.

Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия, 1979. № 2. С. 179-197.

Жеребцов Ю.Д. Термоформы нахождения ртути в литохимических ореолах золото-серебряных месторождений и их поисковое значение // Геохимия, 1991. № 1. С. 75-87.

Рычагов С.Н., Степанов И.И. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: особенности поведения ртути в недрах // Вулканология и сейсмология, 1994. № 2. С. 41-52.

Степанов И.И., Стахеев Ю.И., Сандомирский А.Я., Мясников И.Ф. Новые данные о формах нахождения ртути в горных породах и минералах // Доклады АН СССР, 1982. Т. 266. № 4. С. 1007-1011.

Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А. Ртуть в современном гидротермальном процессе. М.: Наука, 1986. 199 с.

Rychagov S.N., Belousov V.I., Belousova S.P. Hierarchy System of Geothermal Structures, a New Outlook on Generation and Transport of Geothermal Energy in Modern Volcanism Areas // Geothermal Resources – Securing Our Energy Future, 2006. V. 30. P. 941-946.

О ПРОЦЕССАХ РТУТНОЙ ДЕГАЗАЦИИ В КАМЧАТСКОМ РЕГИОНЕ И ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННОЙ РТУТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЗ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

Н.А. Озерова¹, А.Ю. Озеров²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, e-mail: ozerov@rinet.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного Отделения РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, e-mail: ozerov@ozegov.ru

Объекты исследования на Камчатке: вулканы Безымянный, Ключевской, Мутновский, кальдера Узон, районы термальных Киреунских источников и холодных Пиначевских, участки зон глубинных разломов, а также надводная атмосфера по маршруту рейсового судна Петропавловск-Камчатский–Усть-Камчатск. Для сравнения приведены данные по вулканам Менделеева и Головнина (остров Кунашир) и Эбеко (остров Парамушир).

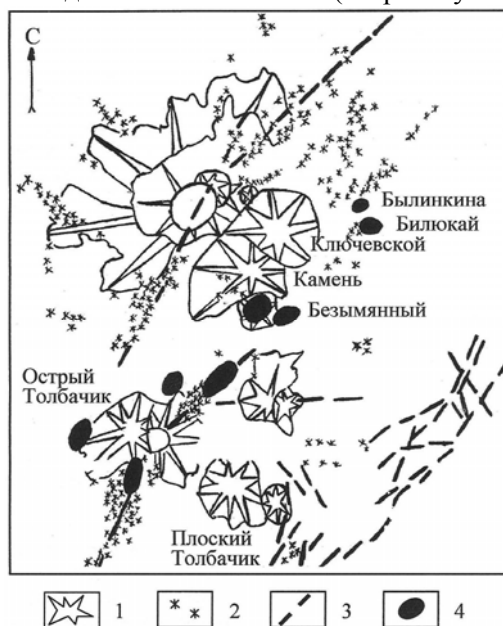


Рис. 1. Ключевская группа вулканов (геологическая основа по данным И.В. Мелекесцева) 1 - вулканы позднелейстоцено-голоценового возраста; 2 – шлаковые и лавовые конуса позднелейстоцено-голоценового возраста; 3 – разломы; 4 – участки с повышенными содержаниями ртути

Вулканы Камчатки. Вулканы Ключевской и Безымянный расположены в зоне СВ глубинных разломов (рис. 1). При облетах этой зоны на вертолете (высота 500 м) установлены ртутные аномалии в приземной атмосфере. Они приурочены к подножью вулканов; кроме того, выявлен протяженный – около 4 км ореол между вулканами Острый Толбачик и Безымянный, приуроченный к зоне глубинных разломов, в отсутствие современной вулканической и гидротермальной деятельности. Были также предприняты атмосферические исследования ртути (Hg) непосредственно на этих вулканах (вертолетный вариант). На вулкане Безымянный, находящемся в активной стадии, выполнена серия облетов по профилю запад–восток через кратерную область. На высоте 500 м зафиксированы аномалии в кратере (10^{-9} – 10^{-8} г/м³), а также при пересечении газового шлейфа от фумарол на вершине экструзивного купола. На вулкане Ключевской проведение таких исследований было весьма затруднено. Мы провели серию облетов на вертолете над вершинным кратером (4822 м) на высоте 600 м над кромкой кратера и не обнаружили Hg аномалий, а проводить исследования на более низких высотах не позволили активно поднимающиеся воздушные потоки, связанные с

донными фумаролами. В то же время при облетах восточного склона Ключевского вулкана через шлаковые конуса Билокай и Былинкиной (в настоящее время неактивных) было установлено на высотах 5–10 м от кромки кратеров отчетливое выделение Hg в атмосферу (аномалии 10^{-9} – 10^{-8} г/м³). Источник Hg в атмосферических ореолах на вулканах Ключевской и Безымянный, как следует из сеймовулканической модели глубинного строения этих вулканов [Utnasin et al., 1976; Озеров и др., 1997], связан с очагом мантийного заложения.

Чтобы представить те концентрации Hg, которые поступают в атмосферу за счет фумарольной деятельности, приведем данные по ртутоносности флюидов из донных фумарол Мутновского вулкана. В нашем распоряжении был материал из кратера вулкана за 5 лет; при этом дважды мы посещали кратер в периоды активности фумарольной деятельности. Наблюдалась синхронная связь между усилением вулканической активности соседнего вулкана Горелый и поступлением ртути в составе флюидов в кратер Мутновского вулкана. Во время сильного эксплозивного извержения вулкана Горелый в 1980 г. отмечалось значительное усиление фумарольной деятельности на Донном фумарольном поле Мутновского вулкана. Содержание Hg в газах высокотемпературных фумарол (T на выходе до 280° C) достигало $7 \cdot 10^{-5}$

г/м³, а в конденсате пара было установлено самое высокое среди известных в литературе концентраций Hg в конденсатах – $2 \cdot 10^{-3}$ г/л. Меньший по масштабу, но заметный всплеск эксгаляций ртути в Мутновском вулкане наблюдался в 1963 г.: в донных фумаролах активной воронки (Т – 500° С) было зафиксировано $7 \cdot 10^{-5}$ г/л Hg в конденсате пара. В это время, как указывали Е.А. Вакин, И.Т. Кирсанов и А.А. Пронин [Вакин и др., 1966], усилилась деятельность фумарол Мутновского вулкана по сравнению с предыдущими годами, и заметно повысилась активность донных фумарол в кратере вулкана Горелый. С ослаблением вулканической активности содержания Hg в конденсатах пара из фумарольных газов Мутновского вулкана понижались до $n \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-7}$ г/л. Специальные исследования, проведенные с В.А. Широковым для Мутновского блока Камчатки (где расположены вулканы Мутновский и Горелый) по выявлению взаимосвязи между сейсмической активностью (мантийные глубины 70–300 км), вулканической деятельностью и интенсивностью поступления Hg-содержащих флюидов, свидетельствуют о мантийном уровне ртутной дегазации в этой провинции [Озерова и др., 1988].

Гидротермальные системы Камчатки. В кальдере Узон широко развита газогидротермальная деятельность с проявлениями Hg минерализации [Карпов, 1988]. Рудные минералы обогащены ртутью; установлен площадной литохимический Hg ореол [Озерова и др., 1990]. По широтному профилю через кальдеру выделены два Hg ореола в приземной атмосфере (пешеходный вариант) (рис. 2). Первый ореол – Восточный, протяженностью 3 км приурочен к Восточному термальному полю и термальному полю в районе озера Фумарольное. Здесь в газовой фазе термальных источников установлено до $2,8 \cdot 10^{-5}$ г/м³ Hg. При исследованиях на дельтаплане на высотах 10–25 м установлен ореол, тяготеющий по площади к Восточному ртутному ореолу. Второй ореол в приземной атмосфере – Западный, протяженностью 1,5 км, находится вне поля гидротермально измененных пород и современной гидротермальной деятельности, но расположен в весьма проницаемой для Hg-содержащих флюидов зоне – участке пересечения СВ и СЗ нарушений, принадлежащих основным системам глубинных разломов Камчатки. Исследования, проведенные с вертолета (высоты 100–180 м) в районе Киреунских термальных источников, также позволили выявить атмосферические Hg аномалии. Они проявлены на участке Верхней группы Киреунских источников, где известна слабая гидротермальная минерализация. Кроме того, по двум профилям, в СЗ направлении уже за пределами термальных источников, снова наблюдалось заметное увеличение содержаний Hg в атмосферном воздухе, что очевидно связано с приближением к узлу пересечения двух региональных разломов, весьма проницаемому для Hg-содержащих флюидов.

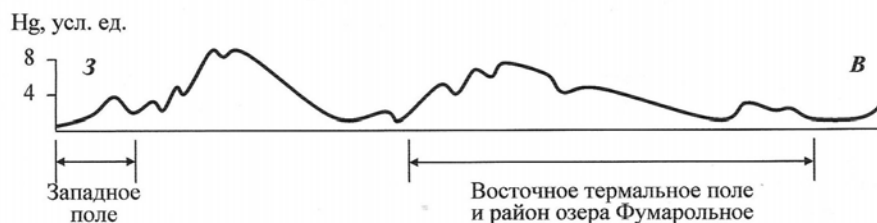


Рис. 2. График распределения ртути в приземной атмосфере (пешеходный вариант) по профилю через кальдеру Узон

Далее, в результате исследований содержаний Hg в надводной атмосфере прибрежной акватории Тихого океана установлена серия атмосферических Hg аномалий (рис. 3). Эти ореолы, по данным сейсмологических исследований (МОВ), приурочены к зонам разломов. СЗ глубинные разломы на территории Камчатки четко пролонгируются на Hg надводные ореолы в океане. Один из них – Утхалокский контролирует поступление Hg в кальдеру Узон. Другой пример – Жупановский СЗ разлом. На участке его продолжения в океан проявлена Hg аномалия в надводном ореоле. На континенте, в узле его пересечения с Восточно-Камчатским разломом фиксируются повышенные – до $1,8 \cdot 10^{-4}$ % концентрации Hg в донных осадках кратерного озера в кальдере Академии наук (Карымский вулкан) – по данным Г.А. Карпова [Новейший и современный вулканизм..., 2005]. Обогащение Hg очевидно обусловлено влиянием Hg-содержащих газов при формировании шлакового конуса в прибрежной части озера. Особо следует отметить район Пиначевских холодных (9°С), в отличие от вышерассмотренных, источников, расположенных в зоне Петропавловского СЗ разлома. Пешеходное Hg профилирование показало наличие аномалий в воздухе над источниками (которые фиксируют наиболее проницаемые зоны) при полном отсутствии проявлений гидротермальной деятельности.

При трассировании этого разлома в океан наблюдается четкая Hg аномалия в надводном ореоле. Из всего вышеизложенного следует, что совокупное рассмотрение ртутности в сопряженных зонах глубинных разломов океан–континент свидетельствует о ртутной дегазации в пределах таких структур.

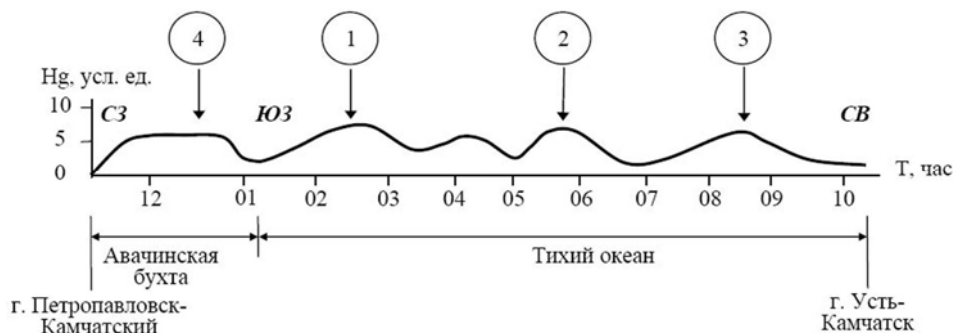
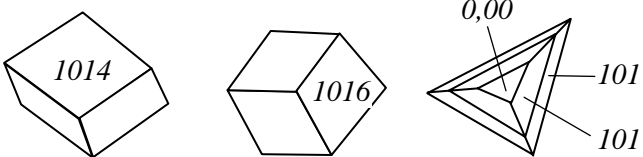


Рис. 3. Сглаженная кривая распределения ртути в надводной атмосфере по профилю маршрута рейсового судна г. Петропавловск-Камчатский–Усть-Камчатск и обратно (при регулярной привязке к штурманской карте). СЗ глубинные разломы на Камчатке пролонгируются на термоаномалии в океане (на рис. – цифры в кружках): Жупановский – 1, Утхалокский – 2, Николкинский – 3, Петропавловский – 4

Остановимся на образовании Hg минерализации из газовой фазы. На Мутновском вулкане в кратере установлено образование киновари в грязевом котле из солянокислых растворов (pH – 0,15; T – 100°C), которые представляют собой естественные конденсаты высокотемпературных фумарольных струй. В дальнейшем киноварь мигрирует из кратера по р. Вулканная и формирует шлиховой ореол до 140 знаков в пробе, протяженностью 12 км [Озерова и др., 1988]. Наиболее информативен в плане ртутности в Курило-Камчатской провинции вулкан Менделеева. Здесь широко проявлена ртутная минерализация и установлена ртутно-колчеданная залежь [Озерова и др., 1969]. На выходах фумарол отлагается сера с небольшим количеством сульфидов железа и киновари. Мелкие включения HgS установлены и в кристаллах серы. На площадках, где «работают» только сольфатары, в пустотах и порах обнаружены выделения HgS. Сера, отлагающаяся на выходах парогазовых струй, на всех изученных нами вулканах Камчатки и Курильских островов обогащена Hg – до 0,13 %. Hg здесь очевидно связана с тонкодисперсной HgS, поскольку она не может существовать в сольфатарах в виде самородной ртути; кроме того, при плавлении серы она не возгоняется, как это должно происходить в случае ее присутствия в самородной форме, и переплавленная сера по-прежнему обогащена Hg. Ежегодное выделение Hg только в связи с фумарольной серой оценивается для вулкана Менделеева в пересчете на HgS более 40 кг. Кристаллизация HgS из газовой фазы описана также на ряде объектов Калифорнии [White, 1967; White, Roberson, 1962]. Так например, установлено, что на верхних горизонтах месторождения Сульфур Бэнк HgS ассоциирует с хорошо ограненными кристаллами серы, образовавшимися из газовой фазы; в таких кристаллах, кроме того, отмечались ее включения. Наши совместные исследования с В.С. Балицким и В.В. Комовой [Балицкий и др., 1983] по гидротермальной перекристаллизации киновари позволили получить в условиях опыта на крышке автоклава кристаллы киновари из газовой фазы (T – 200°C), по составу и температуре близкой таковой на вулкане Менделеева (T – до 130°C [Абдурахманов и др., 2003]). По морфологии и размерам (0,05–0,2 мм) кристаллы киновари аналогичны некоторым, наблюдавшимся на вулкане Менделеева (табл.) [Озерова и др., 1969; Ozerova et al., 1982].

Если рассматривать проблему газового переноса ртути шире, то следует напомнить о газовых месторождениях с высокими концентрациями Hg в газе, которые выделяются нами как эманационный класс Hg месторождений [Ozerova, 2006]. Примером является месторождение Зальведель-Пекензен в Германии. Здесь, помимо самородной ртути, которая извлекается в больших количествах, известны другие ртутные минералы: альмаркит (HgPb) и свинцовые амальгамы. Отсутствие сульфидов Hg лимитируется отсутствием сероводорода. Месторождение приурочено к зоне глубинного разлома, принадлежащего планетарной структуре – линеamentу Карпинского. В пределах этого линеамента на территории Днепровско-Донецкой впадины с Hg-содержащими газовыми месторождениями установлены газортутные ореолы по зонам глубинных разломов мантийного заложения и т.д.

Таблица. Сравнение морфологических типов кристаллов киновари в условиях эксперимента и на вулкане Менделеева

Условия отбора	Размеры кристаллов	Морфологические типы кристаллов киновари
В условиях эксперимента	0,05–0,2 мм	Одиночные ромбоидры: (1014) и (1016), а также формы представляющие комбинацию маленького пинакоида (0,001) и узких плоских ромбоидров (1015) и (1016)
На вулкане Менделеева, Северо-Восточное поле	0,05–0,2 мм	

Резюме: процессы ртутной дегазации в Камчатском регионе проявлены более широко, чем только в связи с вулканическими процессами, и реализуются по зонам глубинных разломов мантийного заложения; возможность образования ртутной минерализации из газовой фазы как в связи с фумарольной деятельностью, так и с газовыми месторождениями не вызывает сомнения.

Список литературы

- Абдурахманов А.И., Разжигаева Н.Г., Рыбин А.В.** Современная вулканическая и сейсмическая активность вулкана Менделеева // Вестник Сахалинского музея 2003. №10. С.1-4.
- Балицкий В.С., Озерова Н.А., Комова В.В.** Гидротермальная кристаллизация и типоморфные особенности киновари и антимонита. М.: Недра, 1983. 119 с.
- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Пронин А.А.** Активная воронка Мутновского вулкана // Бюл. вулканол. станций, 1966. № 40.
- Карпов Г.А.** Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
- Новейший** и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф. и др.** Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология, 1997. Т. 5. № 6. С. 614-635.
- Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г. и др.** Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова) // Геология руд. месторождений, 1969. № 5. С. 17-33.
- Озерова Н.А., Карпов Г.А., Машьянов Н.Р. и др.** О современном ртутно-сурьмяно-мышьяковом рудообразовании // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 244-263.
- Озерова Н.А., Шикина Н.Д., Борисов М.В. и др.** Ртуть в современном гидротермальном процессе // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 34-49.
- Ozerova N.A., Balitskii V.S., Komova V.V. et al.** Behavior of Mercury and Antimony in Recent Vapor Hydrotherms of the Kurile-Kamchatka Volcanic Zone // Hydrothermal Mineral-Forming Solutions in the Areas of Active Volcanism. New Delhi, 1982. P. 141-148.
- Ozerova N.A.** Mercury-hydrocarbon deposits – new genetic type of mercury deposits // Understanding the genesis of the ore deposits to meet the demands of the 21st century. 12 the Quadrennial IAGOD Symposium. M.: CD-ROM, 2006. 4 p.
- Utnasin V.K., Abdurakhmanov A.L., Anosov G.I. et al.** Types of magma foci of island arc volcanoes and their study by the method of deep seismic sounding of Kamchatka // Volcanoes and Tectonosphere. Tokai University Press, 1976. P. 123-137.
- White D.E.** Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York, 1967 (Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970. С. 479-528).
- White D.E., Roberson C.E.** Sulfur Bank, California a Mayor Hot-Spring Quicksilber Deposit // Petrologic Studies. Geol. Soc. Amer. a volume to honor. A.F. Buddington, 1962.

К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА И ВОДЫ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ И ЯПОНИИ

Округин В.М.¹, Гамянин Г.Н.², Горячев Н.А.³, Савва Н. Е.³, Андреева Е.Д.¹, Матсуеда Х.⁴, Оно Ш.⁴, Такахаша Р.⁵, Ватанабе К.⁵, Имаи А.⁵

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН г. Петропавловск-Камчатский,

²Институт геологии рудных месторождений РАН, г. Москва,

³Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан,

⁴Университет Хоккайдо, г. Хоккайдо (Япония),

⁵Университет Кюсю, г. Фукуока (Япония)

Какова природа вещества и воды – двух главных начал гидротермальных минералообразующих растворов, которым обязано образование подавляющего большинства рудных месторождений? Каково соотношение мантийной и коровой составляющих? Какова доля ювенильной и метеорной компонент? Эти вопросы были и остаются актуальными на протяжении последнего столетия. Особую остроту они приобрели в связи с широким развитием методов изотопной геохимии. Открытие и введение в эксплуатацию многочисленных эпитеpmальных месторождений золота и серебра в Тихоокеанском регионе только способствовало интенсификации исследований в этой области.

Термин эпитеpmальные месторождения впервые ввел в практику геологической деятельности Вольдемар Линдгрэн в начале двадцатого века «...Эпитеpmальные месторождения – рудоносные месторождения, образованные близ поверхности термальными водами в генетической связи с изверженными породами. Эти месторождения имеют большую аналогию с отложениями горячих источников. Они проявляются в районах сравнительно недавней вулканической деятельности, где величина эрозии после окончания извержений измеряется скорее в сотнях, чем в тысячах футов. Здесь мы находим важную группу месторождений золота, преимущественно в виде трещинных жил. Обычно они встречаются в в изверженных излившихся породах, андезитах, латитах, трахитах и риолитах, редко базальтах. Эпитеpmальные месторождения – весьма важный источник мировой добычи золота, серебра и ртути. Такие месторождения развиты вместе с указанными породами по всему Тихоокеанскому кольцу. Характерно, что эпитеpmальные золотые месторождения развиты также в классических горнопромышленных областях Старого Света - Венгрии и Трансильвании, где впервые был найден элемент теллур, спутник золота.... Для некоторых групп таких месторождений типичны марганцовые минералы, подобно родохрозиту иногда родониту....» *Вольдемар Линдгрэн 1926-1932 гг.* Авторами изучены с применением методов изотопной геохимии: а) эпитеpmальные золото-серебряные месторождения класса LS (жильные адуляр-серицит-кварцевые) Карамкен, Аметистовое, Кумроч, Озерновское, Эруваямское, Агинское, Бараньевское, Золотое, Родниковое, Асачинское, Корю, Кусикино, Хишикари, локализованные в четырех разновозрастных вулканических поясах (от Охотско-Чукотского мел-палеогенового до Восточно-Камчатского плейстоцен-четвертичного) северо-западной части зоны перехода континент-океан и вулканических дугах Японии; б) вулканогенные гидротермальные жильные комплексные золото-серебро-полиметаллические Дукал, Мутновское и Тойоха (эти три месторождения пока не нашли достаточно однозначного места в общепринятых классификациях гидротермальных месторождений. Детально изучен изотопный состав: - сульфидов, в первую очередь пирита, а также сфалерита и галенита (более 250 собственных анализов и до 150 опубликованных в печати); - карбонатов (до 180 авторских и более 100 из различных публикаций). Выполнены исследования состава индивидуальных газовой-жидких включений в жильных минералах методами рамановской спектроскопии и криометрии. Показано, что - сера сульфидов близка к сере метеоритов; - углерод жильных карбонатов отличается значительными вариациями. Значительную роль в качестве источника вещества и воды гидротермальных рудообразующих систем играют фундамент и его мощность.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВУЛКАНОСТРУКТУРАХ ОБРАМЛЕНИЯ ГОНЖИНСКОГО ВЫСТУПА ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД (ПРИАМУРЬЕ)

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: ostapenko_ns@mail.ru

На территории Приамурья широко распространены вулканические и вулканоплутонические структуры коллизионного и постколлизионного этапов ее развития в позднем мезозое. Они известны в южной части Алдано-Станового щита, в северной и внутренних частях Амурского супертеррейна, в разграничивающем их коллизионном шве – складчатых комплексах Монголо-Охотского орогена, и примыкающего с востока Сихотэ-Алинского орогена. По отношению к современной геологической структуре Дальневосточного региона, часть из них образуют окраинно-континентальный Сихотэ-Алинский, внутриконтинентальные Умлекано-Огоджинский, Хингано-Охотский, Удской вулканические пояса либо обособленные вулканоструктуры. Все они контролируются глубинными разломами, разграничивающим крупные геоблоки земной коры.

Внутриконтинентальный Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс (ВПП) прослеживается в структурах Амурского супертеррейна вдоль его северной окраины. Размещение магматических комплексов контролируется широтным Южно-Тукурингским глубинным и опережающим его разломами. С вулканоструктурами ассоциирует разнообразная, но большей частью малоглубинная золото-серебряная минерализация [Константинов и др., 2002; Хомич, Борискина, 2006].

Нами более детально изучалась рудоносность Талданской, Тыгда-Улунгинской и Арбинской вулканоструктур западной части Умлекано-Огоджинского ВПП, размещающихся в обрамлении Гонжинского выступа докембрийских метаморфических пород. Подробные схемы их размещения приведены в работах [Константинов и др., 2002; Хомич, Борискина]. Не смотря на имеющиеся различия, общими чертами минерализации этих вулканоструктур являются золото-серебряный профиль (табл.), глубинный магматический источник рудных компонентов, парагенетическая связь с субвулканическими образованиями, формирование руд в экранированных структурах на субвулканическом уровне.

Рассмотрим условия локализации и образования концентраций золота на примере наиболее изученного месторождения Покровское Тыгда-Улунгинской вулканоструктуры. Сформировалось оно в связи с палеовулканом, в ближайшей периферии от его жерла на субвулканическом уровне, предположительно, на глубине около 500 м от палеоповерхности. Более точно глубину формирования определить невозможно, так как вулканический комплекс местами полностью эродирован. Остаточные вулканы на территории рудного поля выполняют околожерловую просадку [Хомич, Борискина, 2003] с максимальной их мощностью около 150 м. Вулканы перекрывают краевую часть раннемелового гранитоидного массива, залегающего, по геофизическим данным, в виде уплощенного в горизонтальной плоскости тела мощностью до 2-3 км. Располагается интрузив в ядре крупной пологой антиклинали северо-западного простирания, сложенной верхнеюрскими алевро-песчаниками. Месторождение расположено в зоне дорудного разлома субмеридионального северо-западного простирания, трассируемого в гранитоидах Сергеевской интрузии серией даек гранит-порфиров заключительной серии. Разлом очевидно имеет глубинное заложение, так как на его пересечении с северо-восточной зоной разломов располагается жерло палеовулкана. По периферии жерла в раннемеловое время произошло накопление толщи преимущественно пирокластических покровных вулканических среднего и кислого состава указанной мощности. В подстилающих гранитах сформировались дайки и пологие силы андезито-дацитов и диоритовых порфиритов субвулканической фации. О высокой динамичности тектономагматических процессов коллизионного этапа позднемезозойского времени свидетельствует быстрое воздымание и денудация территории. Это привело к полной эрозии перекрывающей гранитоиды толщи терригенных пород, последующему зарождению палеовулкана и накоплению вулканических (в интервале времени около 15 млн. лет [Сорокин, 2005]).

Таблица Геохимические спектры руд месторождений вулканоструктур обрамления Гонжинского выступа пород докембрия

Вулканоструктуры Месторождения	Вулканиды и породы фундамента	Морфология рудных тел	Геохимические спектры руд	Коррелирующие группы элементов в рудах (1) и околорудных метасоматитах (2)
Талданская Буринда	Андезиты, андезитодациты, алевропесчаники	Крутозалегающие кварцевые и кварц-карбонатные жилы, прожилковые зоны	Au, Ag, Sb, As, W, Mo, Hg, B	2) Au-Ag-Sb-As
Арбинская Боргуликан	Андезиты, андезитодациты, монцодиориты	Пологие зоны калишпатовых и серицит-кварцевых метасоматитов	Cu, Mo, Au, Ag, Sb, Pb, Zn, W	1) Cu-Mo-Ag; Au-Sb
Тыгда-Улунгинская Покровское	Дациты, липаритодациты, липариты, граниты	Преимущественно крутозалегающие жилы, жильно-прожилковые зоны и линейные штокверки	Au, Ag, As, Mo, Pb, W, Bi, B	1) Au-Ag-As-Mo-Pb 2) Au-Ag-As-Sb
Пионер	Диориты, гранодиориты, песчаники	Крутозалегающие кварцевые жилы, зоны прожилкового окварцевания	Au, Ag, As, Pb, Sb, Cu, Mo, W	1) Au-Ag-Sb 2) Au-Ag-Sb-As

Детальное изучение геологии Покровского месторождения, после вскрытия его карьерами, позволяет заключить, что в отличие от сложившихся представлений по результатам буровой разведки как о пологозалегающем штокверке, на центральном участке 95% кварцевых тел имеют достаточно крутое (60-85°) залегание. Здесь они представлены мощными жилами и сериями параллельных жильно-прожилковых зон, простирающихся преимущественно в северо-восточном, а на восточном фланге (рудное тело Молодёжное) преимущественно в северо-западном направлении с преимущественным падением в северных румбах. Крутозалегающие тела характерны как для минерализованных на всех участках месторождения блоков гранитов, так и для низов перекрывающей толщи вулканидов. Пологие маломощные кварцевые тела сосредоточены в вулканидах, вблизи их контакта с гранитами.

Данные буровой разведки и результаты обследования карьеров показывают, что основное золотое оруденение и все кварцевые тела и зоны располагаются выше мощного силла дацитов. Отсутствие кварцевых тел и существенной золотой и серебряной минерализации ниже силлообразных тел позволило авторам высказать версию [Остапенко, Нерода, 2009] о тепловом влиянии силла на уже сформировавшуюся под экраном вулканидов и длительно эволюционирующую гидротермальную систему с образованием жил, жильно-прожилковых зон и линейных штокверков под поднятиями подошвы толщи вулканидов. Накопление флюидов в ней происходило длительно, с момента появления экранирующего слоя ранних вулканидов. На раннем этапе развития флюидомещающей структуры сформировались метасоматиты, а после внедрения силла, обусловившего нарастание температуры и давления флюида до уровня, способного преодолеть нагрузку вышележащих пород, в ослабленных тектонических зонах экранированной гидротермальной системы произошли гидравлические раскрытия и разрывы пород, свободное пространство которых было заполнено гидротермальной убогосульфидной кварцевой минерализацией. Сформировались мощные кварцевые тела брекчиевого строения – жилы, линзы невыдержанные по мощности и залеганию, обилием апофиз, отходящих преимущественно от висячих боков полого и круто залегающих тел и линейные штокверки.

На уступах карьеров наблюдаются широкие, с отсутствием четких границ, зоны сближенных жильных тел в окружении сети прожилков с направленным уменьшением их количества. Крупные кварцевые тела обычно имеют сложное строение – от периферии к центру происходит смена текстур от брекчиевой к массивной и полосчатой, с появлением отдельных участков друзового и каркасно-пластинчатого строения. Максимальный вертикальный

интервал минерализации над участками погружения поверхности силла достигает 150-200 м (участок центральный месторождения).

В осадочной толще восточной периферии месторождения метасоматиты проявлены крайне слабо (в основном развита пиритизация по редким трещинам и прожилки кварца). Мощных кварцевых тел здесь тоже нет, то есть интенсивная минерализация к восточной периферии месторождений снижается.

Из изложенного следует, что благоприятными для концентрации золота в структурах и породных комплексах Покровского месторождения следует считать флюидопроницаемые зоны в гранитах под экраном вулканитов, а менее благоприятными являются гранит-порфиры и терригенно-осадочные породы. Таким образом, основными геологическими факторами, благоприятствующим концентрации золота на этом месторождении являлись: повышенная проницаемость определенных пород трещинных зон, наличие экрана из слабо проницаемых ненарушенных вулканических пород и дополнительные тепловые источники. Эти благоприятствующие факторы в сочетании с длительно функционирующим глубинным источником флюидов (магматическим очагом) обеспечили концентрацию золота Покровского месторождения на трех участках в непосредственной близости жерла палеовулкана.

Расположенные по периферии Гонжинского выступа метаморфических пород докембрия вулканоструктуры (грабены по [Константинов и др., 2002]) отличаются геохимическим спектром минерализации (табл.) и в некоторой степени составами вулканогенных пород и рудовмещающих пород фундамента. Видимо, это обусловлено характером автономного становления магм, сформировавших вулканоструктуры промежуточных очагов, составом отделяющихся флюидов, а также составом вмещающих месторождение пород, взаимодействовавших с флюидами в процессе метасоматических преобразований. Накопления флюидов на верхних уровнях вулканоструктур происходило над основными флюидопроводниками-разломами среди наиболее нарушенных блоков пород фундамента под экранами слабопроницаемых, ещё ненарушенных, вулканитов. На неэкранированных участках флюиды рассеивались без образования крупных рудных тел.

Таким образом, накопление флюидов в экранированных структурах приводило к формированию гидротермальных систем с длительным развитием метасоматических процессов и последующим рудоотложением в режиме самоорганизации гидротермальной системы [Остапенко, 2005]. В структурах со спокойным температурным режимом формировались метасоматиты и рассеянная минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа (месторождение Боргуликан). При дополнительном термальном воздействии на экранированные гидротермальные системы внедрившихся штоков и силлов, на рассеянную минерализацию метасоматитов накладывалась жильная и жильно-прожилковая минерализация, заполняющая полости. Полости возникли в процессе гидравлического расклинивания существовавших трещин и гидроразрыва пород за счёт возросшего давления флюида. Примером такого сценария формирования минерализации является месторождение Покровское, где все жилы, жильно-прожилковые зоны и линейные штокверки сформировались над силлом дацитов.

Список литературы

Константинов М.М., Политов В.К., Новиков В.П. и др. Геологическое строение золоторудных районов вулcano-плутонических поясов Востока России // Геология руд. месторождений, 2002. Т. 44. № 4. С. 287-303.

Остапенко Н.С. Саморазвитие экранированных гидротермальных систем и гидроразрыв в структурo- и рудообразовании (Общая модель формирования гидротермальных месторождений) // ДАН, 2005. Т. 400. № 6. С. 789-792.

Остапенко Н.С., Нерода О.Н. Признаки гидроразрыва пород при формировании Покровского золото-серебряного месторождения Приамурья (Россия) // ДАН, 2009. Т. 424. № 5. С. 655-659.

Сорокин А.А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: Автореферат.. д.г.-м.н. 2005. С-ПБ. 48 с.

Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Инъективные структуры и золото-серебряное оруденение Покровского рудного поля (Приамурье) // Геология руд. месторождений, 2003. Т. 45. № 1. С. 25-38.

Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 53-65.

СУЛЬФИДЫ Au И Ag В РУДАХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г.А. Пальянова¹, Н.Е. Савва²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: palyan@uiggm.nsc.ru

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, e-mail: savva@neisri.ru

Au-Ag парагенезисы считаются типичными для эпитермальных месторождений вулканогенных областей. Среди минералов системы Ag-Au-S в рудах большинства Au-Ag месторождений главными являются акантит и самородное золото. В 80-е годы были открыты еще и Au-Ag сульфиды - ютенбогаардтит (Ag_3AuS_2) и петровскаит ($AgAuS$) [Barton et al., 1978; Нестеренко и др., 1984]. Они оказались не такими уж редко встречающимися минералами и к настоящему времени Au-Ag сульфиды установлены в рудах более чем трех десятков Au-Ag месторождений и рудопроявлений [Пальянова, Савва, 2007]. Их значительная часть расположена на северо-востоке России во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – это Au-Ag эпитермальные месторождения Улахан, Юное, Кубака, Джульетта [Савва, 1996; Савва и др., 1998], Якутское, Альфа, [Некрасов и др., 1988; Самусиков и др., 2002], Дорожное, Агатовское, Школьное, Клине, Игуменовское, Кучукан, Солнечное, Печальнинское и Агатовское [Альшевский, 2001]. Генезис Au-Ag сульфидов, а также их ассоциаций с самородным золотом разной пробыности и акантитом не совсем ясен, что требует проведения дополнительных исследований, выявляющих поведение Au и Ag в магматогенных, метаморфогенных, гидротермальных и гипергенных процессах. Цель данной работы – на основе литературных и собственных данных выявить главные минеральные ассоциации сульфидов золота и серебра Au-Ag эпитермальных месторождений и разработать термодинамические модели, объясняющие условия их образования в природных процессах.

Известны три гипотезы, объясняющие генезис ютенбогаардтита и петровскаита, основанные на результатах исследования природных парагенезисов и экспериментальных данных: 1. при окислении Au-Ag-содержащих пирита и арсенопирита в гипергенных условиях [Barton et al., 1978; Нестеренко и др., 1984; Castor, Sjoberg, 1993; Greffie et al., 2002]; 2. в результате переотложения сульфидных минералов и раннего самородного золота с участием гидротермальных растворов [Некрасов и др., 1988; Warmada et al., 2003]; 3. при термальном метаморфизме руд или при кристаллизации из расплавов [Barton, 1980; Савва, 1996]. Анализ данных по составу минеральных ассоциаций с ютенбогаардтитом и петровскаитом месторождений России и мира [Пальянова, Савва, 2007] позволил выделить среди них две группы. I группа - месторождения, на которых Au-Ag сульфиды ассоциируют с гипергенными минералами. Месторождения с ютенбогаардтитом и петровскаитом в минеральных гипогенных парагенезисах отнесены ко II группе. На примере изученных нами месторождений Улахан и Юное, рассматриваемых как аналог некоторых Au-Ag эпитермальных месторождений I и II групп, соответственно, разработаны физико-химические модели образования ютенбогаардтита и петровскаита («гипогенная» и «гидротермальная»). Используемые исходные термодинамические данные и особенности модельных расчетов приведены в [Савва, Пальянова, 2007; Пальянова, Савва, в печати]. Моделирование выполнено по программе NCh методом минимизации свободной энергии Гиббса [Shvarov, Bastrakov, 1999].

«Гипергенная модель». В зоне окисления месторождений I группы, по-видимому, имело место растворение и переотложение минералов ранних Au-Ag-содержащих парагенезисов с участием поверхностных вод. Доказательствами гипергенного генезиса ютенбогаардтита, вторичного самородного золота и акантита на месторождении Улахан являются: а) приуроченность ютенбогаардтита к катаклазированному пириту, подвергнутому окислению и замещению гетитом, гидрогетитом или лимонитом; б) разнообразие гипергенных минералов Cu, Zn и Fe, таких как азурит, малахит, англезит, смитсонит, мелантерит, ковеллин и халькозин. Источником золота и серебра для ютенбогаардтита могли быть минералы серебра и золотины, образующиеся на ранних гипогенных стадиях, продуктивных на эти металлы. Источником серы, по-видимому, являются сульфиды, в первую очередь - пирит, а также галенит, халькопирит или акантит. Термодинамические расчеты проведены для системы упрощенного состава Fe-Au-Ag-S-C-Na-Cl-H₂O в закрытых условиях и моделируют взаимодействие самородного золота и серебра в присутствии акантита и пирита (или без них) с

«поверхностными» водами, насыщенными O_2 и CO_2 (углекислыми, сульфидно-углекислыми и хлоридно-углекисло-натриевыми) при $25^\circ C$ и 1 бар. Результаты расчетов показали, что в присутствии пирита самородное серебро и кюстелит замещаются акантитом, электрум - ютенбогаардитом, акантитом и высокопробным золотом, а самородное золото пробностью 700-900 - чистым золотом и ютенбогаардитом. Au-Ag сплавы при взаимодействии с «поверхностными» водами в присутствии Ag_2S и пирита образуют равновесные ассоциации с петровскаитом или ютенбогаардитом и высокопробным золотом. Сульфиды Au и Ag замещают самородное золото при участии «сульфидно-углекислых» растворов ($c_{m_{H_2S_{aq}}} > 10^{-4}$). Таким образом, результаты моделирования подтверждают возможность образования ютенбогаардита и петровскаита за счет самородного золота в зоне гипергенеза Au-Ag эпитеpмальных месторождений при окислении Au(Ag)-содержащих пирита, акантита или других сульфидов.

«Гидротермальная модель». Наличие Au-Ag сульфидов в ассоциациях при отсутствии минералов зоны окисления характерно для месторождений II группы. На примере месторождения Юное построена модель с участием гидротермальных растворов. Термодинамические расчеты выполнены в системе Si-Al-Mg-Ca-Na-K-Fe-Pb-Zn-Cu-Ag-Au-S-Cl-H₂O в интервале температур 25-400°C и давлений 1-1000 бар. Идеализированная схема процессов, которые возможно имели место в исследуемой рудообразующей системе и могли привести к формированию Au-Ag минерализации, показана на рис. 1.

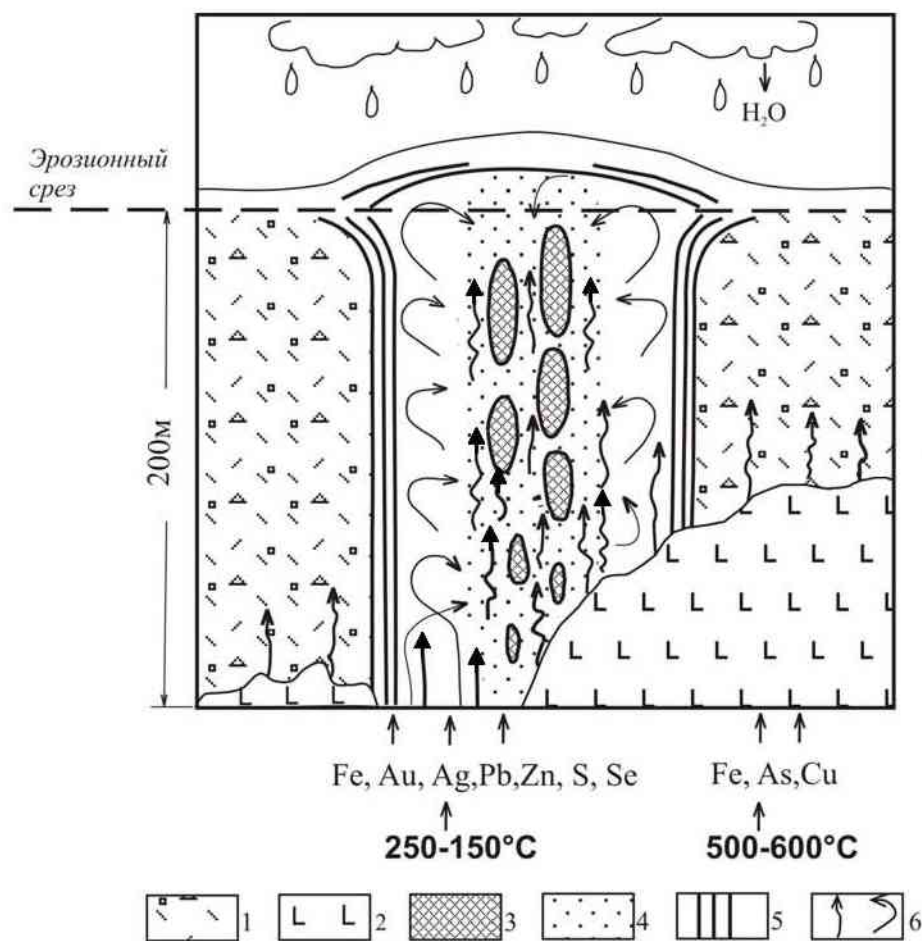


Рис. 1. Схема циркуляции гидротермальных флюидов в неках риолитов месторождения Юное (вертикальное сечение): 1 - риолиты кедонской серии ($D_{2,3}$); 2 - базальты (C_1); 3 - жеды, заполненные кварцем и рудными минералами, содержащими, в том числе ютенбогаардит; 4 - наиболее метасоматически проработанная центральная часть нека с вкрапленниками пирита, акантита и ютенбогаардита; 5 - тонкая флюидальность в краевых частях нека; 6 - направление движения флюидов.

Рассмотрены несколько наиболее вероятных сценариев рудообразования на исследуемом объекте. Расчеты по модели, имитирующей взаимодействие метеорных вод с

риолитом, количество которого увеличивается по мере инфильтрации раствора, показало, что формирующиеся поверхностные воды являются щелочными (pH>8) и имеют преимущественно SO₄-Cl-H₂CO₃-Na-Si состав. В модельных ассоциациях присутствует гетит, среди сульфидов преобладает сфалерит, а ютенбогаардтит и самородное золото отсутствуют. Минеральные составы ассоциаций, полученных для 250°C и более высоких температур по этому варианту расчетов и характерные для месторождения Юное, отличаются. Составы минеральных ассоциаций, полученные по модели, имитирующей взаимодействие хлоридно-углекислых гидротерм и риолита в разных термоградиентных зонах (T=400, 300, 200 и 100°C) в основном совпадают. Среди минералов метасоматитов преобладают кварц, микроклин, альбит, серицит при высоких R/W, образование каолинита возможно при температурах 200-100°C и низких соотношениях R/W. Эта модель объясняет образование высокопробного золота при 300°C, а также Ag₂S и низкопробного золота при 200-100°C за счет фоновых содержаний Au и Ag из риолитов при высоких R/W. Однако по результатам этого варианта расчетов в составе рудных минералов отсутствуют ютенбогаардтит и петровскаит. Трехстадийная последовательность отложения минеральных ассоциаций и вертикальная зональность месторождения Юного хорошо описываются данными, полученными по модели «ступенчатого охлаждения рудоносных гидротерм». Главные минералы околорудных метасоматитов и кварцевых жил по данным расчетов в целом идентичны наблюдаемым в природных парагенезисах. С приближением к поверхности по мере снижения температуры, уменьшается количество кварца, пирита и возрастает - каолинита. К тому же по этой модели при температурах ниже 200°C из рудоносных хлоридно-углекислых высокотемпературных растворов происходит отложение ютенбогаардтита, петровскаита, акантита, кюстелита или самородного серебра (табл. 1). Модель «быстрого охлаждения рудоносных гидротерм за счет смешения с холодными поверхностными водами» также подтверждает возможность образование Au-Ag сульфидов совместно с кварцем, каолинитом, пиритом, сфалеритом и низкопробным золотом или самородным серебром. Минеральные ассоциации с ютенбогаардтитом и акантитом образуются, когда смешанные растворы остаются еще кислыми и концентрации m_{H₂S}>10⁻⁴.

Таблица 1. Равновесные молярные концентрации Au, Ag, H₂S_{aq}, H₂ аq и минеральные ассоциации, образующиеся в результате взаимодействия риолита с рудоносным раствором, охлаждающимся от 400 до 0°C. Шаг снижения температуры 50°C. Количество новых порций риолита, который реагирует с раствором в процессе охлаждения 10⁻²·((i+1)^{0.5} - i^{0.5}), где i = 1ч8.

Характеристика рудоносных растворов						Минералы равновесных ассоциаций		
T _i -T _{i+1} , p _i -p _{i+1} , бар	m _{Ag}	m _{Au}	m _{H₂S}	m _{H₂}	pH _T	Главные породо- образующие	Рудные	
							Fe, Pb, Zn, Cu	Au, Ag
400-350°C, 1000-350	4.6·10 ⁻⁶	2.3·10 ⁻⁷	2.4·10 ⁻²	1.7·10 ⁻⁴	5.4	Q>Mi>Musc (Chl<0,03%)	Py>Sph>Cpy> Ga(2.4%)	-
350-300°C, 350-300	- " -	- " -	1.8·10 ⁻²	2.9·10 ⁻⁴	4.6	Q>Musc	Sph>Py>Cpy (12%)	-
300-250°C, 300-250	3.1·10 ⁻⁶	- " -	1.3·10 ⁻²	6.8·10 ⁻⁵	4.0	Q>Prh> Musc	Sph>Py>Cpy> Ga(2.4%)	Arg
250-200°C, 250-200	8.0·10 ⁻⁷	- " -	1.1·10 ⁻²	7.8·10 ⁻⁶	4.2	Q>Musc> Kaol (C<1%)	Sph>Py>Ga> Cpy(7)	Arg
200-150°C, 200-150	7.6·10 ⁻⁷	- " -	9.8·10 ⁻³	4.2·10 ⁻⁷	4.3	Q>Kaol (C<0.4%)	Py>Sph>Brn> Ga(2.4%)	Ac
150-100°C, 150-100	5.3·10 ⁻⁷	1.5·10 ⁻⁷	9.1·10 ⁻³	1.3·10 ⁻⁸	4.3	Q>Kaol (C<0.1%)	Py>Cov>Sph> Ga(<2.4%)	Uyt
100-50°C, 100-50	3.0·10 ⁻⁷	1.2·10 ⁻⁸	7.3·10 ⁻³	2.2·10 ⁻¹⁰	4.4	Q>Kaol(C<1 %, S<1%)	Py>Sph>Cov> Ga(<2.4%)	Petr, Uyt
50-0°C, 50-1	3.7·10 ⁻⁸	9.3·10 ⁻¹²	5.1·10 ⁻⁴	1.4·10 ⁻¹²	4.8	Q>Kaol (C,S)	Py>Sph>Cov> Ga(2.2%)	Uyt, Ac

Обозначения минералов: Q – кварц, Mi – микроклин, Kaol – каолинит, Musc – мусковит, Prh – пиррофиллит, Chl – хлорит, Py – пирит, Arg – аргентит, Ac – акантит, Ga – галенит, Sph – сфалерит, Cpy – халькопирит. C – графит, S – элементарная сера.

Возможных сценариев рудообразования, безусловно, значительно больше. Например, модель кипения гидротермальных растворов, предлагаемая для эпitherмальных месторождений [Drummond, Ohmoto, 1985; Sycher, Reed, 1989], также может быть реализована в природных процессах. Перенос золота, серебра и других рудных элементов в виде газовых частиц при температурах 500-800°C рассматривается во многих работах, появившихся в последнее десятилетие [Taran et al., 2000; Williams-Jones, Heinrich, 2005; Simon et al., 2008]. При таком механизме переноса более реальным представляется магматогенный источник металлов. Синтез Au-Ag и Au-Ag-Cu сульфидов при кристаллизации Cu-Fe-сульфидных расплавов (Кравченко и др., 2005) поддерживает третью гипотезу генезиса Au-Ag сульфидов – возможность их образования в магматогенных процессах. Однако для ее подтверждения требуются дополнительные экспериментальные данные и новые находки Au-Ag сульфидов или продуктов их распада в ассоциациях с сульфидами железа и меди магматогенных месторождений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00233).

Список литературы

Альшевский А.В. Сульфидные минералы золота на Северо-Востоке России: нахождение, особенности состава и генезиса // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. т. 2. Металлогения. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2001, с. 135-138.

Кравченко Т.А., Павлюченко В.С., Служеникин С.Ф. и др. Поведение золота и серебра при кристаллизации из расплава фазовых ассоциаций системы Cu-Fe-S с халькопиритом и пирротинном // Тез. докл. XV Рос. совещание по экспериментальной минералогии. Сыктывкар, 2005, с. 57-59.

Некрасов И.Я., Самусиков В.П., Лескова Н.В. Первая находка сульфида AgAuS – аналога петровскаита // ДАН СССР, 1988, т. 303, № 4, с. 944-947.

Нестеренко Г.В., Кузнецова А.П., Пальчик Н.А. и др. Петровскаит AuAg(S,Se) новый селеносодержащий сульфид золота и серебра // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1984, № 5. с. 602-607.

Пальянова Г.А., Савва Н.Е. Сульфиды золота и серебра: состав, минеральные ассоциации, условия образования // Химическая технология, 2007, № 9. т.8. с.411-421.

Пальянова Г.А., Савва Н.Е. Особенности генезиса сульфидов золота и серебра на месторождении Юное (Магаданская обл., Россия) // Геология и геофизика, 2009 (в печати).

Савва Н.Е. Электрум-акантит-ютенбогаардитовый минеральный тип золото-серебряного оруденения в трубчатых неках риолитов // Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1996, с. 66-81.

Савва Н.Е., Пальянова Г.А. Генезис сульфидов золота и серебра на месторождении Улахан (Северо-Восток России) // Геология и геофизика, 2007, т.48. №10. с.1028-1042.

Савва Н. Е., Пляшкевич А. А., Петров С. Ф. Пояснительная записка к топоминералогической карте серебра северо-востока России масштаба 1 : 5000000. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1998, 132 с.

Самусиков В.П., Некрасов И.Я., Лескова Н.В. Золото-серебряный сульфоселенид (AgAu)₂(S,Se) из месторождения «Якутское» // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 2002, № 6. с. 61-64.

Barton M. D., Kieft C., Burke E. A. J. et al. Uytenbogaardtite, a new silver-gold sulfide // Canadian Miner., 1978, v.16. p. 651-657.

Barton P.B. The Ag-Au-S system // Econ. Geology, 1980, v. 75. p. 303-316.

Castor S.B., Sjöberg J.J. Uytenbogaardtite, Ag₃AuS₂, in the Bullford mining district, Nevada // Canadian Miner., 1993, v. 31. p. 89-98.

Drummond S.E., Ohmoto H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems // Econ. Geol., 1985, v.89. p.126-147.

Greffii C., Bailly L. and Milišić J.-P. Supergene Alteration of Primary Ore Assemblages from Low-Sulfidation Au-Ag Epithermal Deposits at Pongkor, Indonesia, and Nazareco, Peru // Econ. Geology, 2002, v. 97, № 3. p. 561-571.

Shvarov Yu. V., Bastrakov E.N. HCh: a software package for geochemical equilibrium modelling. User's Guide. AGSO Record 1999/25, Canberra, 1999

- Simon A.C., Pettke T., Candela P.A.** et al. The partitioning behavior of silver in a vapor – brine – rhyolite melt assemblage // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v.72, N6. p. 1638-1659.
- Spycher N.F., Reed M.H.** Evolution of a broadlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals // *Econ. Geology*, 1989, V. 84. p. 328-359.
- Taran Yu.A., Bernard A., Gavilanes J.C.** et al. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico // *Appl. Geochem.*, 2000, V.15. p. 337-346.
- Warmada I. W., Lehmann B., Simandjuntak M.** Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia // *Canadian Mineralogist*, 2003, v. 41. № 1. p.185-200.
- Williams-Jones A. E., Heinrich C. A.** 100th Anniversary Special Paper: Vapor Transport of Metals and the Formation of Magmatic-Hydrothermal Ore Deposits // *Econ. Geol.*, 2005, V. 100. N7. p. 1287-1312.

МИНЕРАЛОГИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Е.Н. Перова

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
e-mail: perova_uni@rambler.ru

В настоящее время в центральной части Срединно-Атлантического хребта известно большое количество гидротермальных проявлений массивных сульфидных руд, сопровождающихся ореолом железо-марганцевых отложений (ЖМО). Изучение этих железо-марганцевых отложений является одним из этапов разработки поисковых критериев поиска массивных сульфидных руд

Были изучены образцы железо-марганцевых корок гидротермальных полей Логачев-2, цокольной части горы Ферсмана и Ашадзе-1.

Морфологические типы и минеральный состав изучался на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2 и сканирующем электронном микроскопе JEOL-35.

Образцы ЖМО из разных гидротермальных полей во многом имеют сходное строение.

Как правило, корки имеют слабовыраженную зональность: нижняя часть сложена плотными, иногда слоистыми агрегатами, преимущественно железистого состава, часто с примесью слоистых силикатов. Средняя зона характеризуется массивным строением, часто также имеющая слоистую текстуру и сложена тесным переплетением минералов гидроксидов железа и марганца. Верхняя зона сложена различными типами морфологических агрегатов гидроксидов марганца.

Основными морфологическими типами минеральных агрегатов изученных железо-марганцевых корок являются:

Массивный агрегат представляет собой плотную массу черного цвета, интенсивно пропитанную органическим материалом и желто-рыжими гидроокислами железа. Другим видом массивного агрегата является плотный минеральный агрегат, сложенный сливной массой серого цвета с сильным металлическим блеском с вкраплениями линз и прослоев черного цвета.

Слоистый агрегат сложен незакономерно чередующимися микрослойками черного и серого цвета с сильным металлическим блеском.

Наиболее широко в гидротермальных железо-марганцевых отложениях САХ распространены **глобулярные агрегаты**, которые представлены как крупными шаровидными выделениями, так и небольшими мелкими гроздевидными агрегатами. Крупные глобулярные агрегаты представляют собой сросшиеся шарообразные выделения черного цвета. Размер отдельных шаровидных выделений составляет примерно 0,20-0,25 мм. Часто они состоят из ядра черного цвета и скорлупы серо-коричневого цвета. На сколах иногда видно радиально-лучистое строение скорлупы.

Частным случаем глобулярных агрегатов являются гроздевидные агрегаты, образованные скоплениями мельчайших (до 0,1 мм в диаметре) глобулей черного или коричневого цвета. Высота гроздевидных агрегатов не превышает 0,5 мм. Для этого типа агрегатов наиболее характерна примесь органогенного материала. Как правило, гроздевидные агрегаты заполняют пустоты и каверны железомарганцевых корок.

Натечные выделения образуют черную потрескавшуюся корку, обладающую смолистым блеском.

Столбчатые агрегаты сложены скоплениями удлинённых пальцевидных выделений аморфного вещества. Наблюдаются две разновидности агрегата, различающиеся размерами "пальцев" – их высота составляет примерно 0,5 и 0,1-0,2 мм соответственно. Цвет агрегатов коричневатый или черный (иногда с синей побелостью).

Одной из разновидностью вытянутых столбчатых агрегатов являются трубчатые выделения. Они могут быть как полыми внутри, так и полностью заполненными. На срезе таких трубчатых выделений также нередко наблюдается зональность. Центральные зоны заполнены минеральным агрегатом серого цвета с металлическим блеском, краевые части сложены минералом черного цвета. В основном такие трубчатые выделения образуют единые сростания. Размер трубчатых индивидов варьирует в широком пределе от минимальных 0,1 мм до 5 мм.

Особый вид столбчатых агрегатов выделен в железо-марганцевых корках гидротермального поля Ашадзе-1 [Давыдов М.П. и др., 2003]. В межслоевом пространстве слоистого агрегата навстречу друг другу, наподобие сталактитов и сталагмитов, растут скопления столбчатых индивидов черного цвета. Иногда они полностью заполняют межслоевое пространство, иногда остаются пустоты.

Кавернозный агрегат встречается только на поверхности слоистого агрегата и представляет собой губкообразную хрупкую массу черного цвета. Размер каверн - от 0,2 до 1 см.

Минеральный состав ЖМО довольно разнообразен, в изучаемых образцах были продиагностированы следующие минералы: бернессит, 10 Е фаза, вернадит, пирохроит, литиофорит, гидрогетит, гетит, ферроксигит, арагонит. Слоистые силикаты представлены нонтронитом, хлоритом, бейделлитом. В составе железо-марганцевых корок гидротермального поля Логачев диагностированы атакамит и паратакамит.

Бернессит является одним из основных минералов гидротермальных ЖМО. В составе ЖМО гидротермальных полей Логачев-2 и Ашадзе-1 бернессит является преобладающим среди марганцевых минералов. Часто бернессит встречается в смеси с другим марганцевым минералом - 10 Е фазой. Бернессит в основном слагает шаровидные и столбчатые выделения черного цвета. Также в ассоциации с 10 Е фазой он диагностирован в составе массивных агрегатов, а также псевдоморфоз по диатомовым. Дифрактограммы бернессита довольно близки к ранее изученным [Чухров и др., 1985; Сметанникова, 1989]. Необходимо отметить достаточно широкий диапазон вариаций в положении основных базальных рефлексов бернессита, что отражает изменение содержания кальция и натрия в его составе. Так в составе ЖМО гидротермального поля Логачев бернессит имеет существенно более кальциевый состав, чем в других изученных железо-марганцевых корках.

10 Е манганат является второй по значимости марганцевой фазой в ЖМО гидротермальных полей САХ. Было установлено [Чухров и др., 1983; Дриц и др., 1985], что 10 Е фаза океанических корок и конкреций может быть представлена различными 10 Е минералами - неупорядоченным смешаннослойным асболан-бузеритом, бузеритом I и бузеритом II, неустойчивым бузеритом I, тодоркитом, асболаном, неустойчивым бузеритом.

Идентификация 10 Е фазы проводилась путем анализа дифрактограмм, снятых с образцов, предварительно прогретых в течении часа при температуре 100 °С (Сметанникова, Франк-Каменецкий, 1989). В изученных ЖМО 10 Е фаза представлена четырьмя минералами: бузеритом I, асболан-бузеритом, 5 Е фазой и неупорядоченным бузеритом. Основное разнообразие фаз 10 Е манганатов наблюдается в гидротермальных отложениях горы Ферсмана.

Бузерит I диагностирован в нескольких морфологических типах марганцевых выделений. В ассоциации с бернесситом, бузерит I слагает минеральные агрегаты, в которых наблюдается переслаивание участков черного и светло-серого цветов с сильным металлическим блеском, а также трубчатые выделения зонального строения (зоны светло-серого с металлическим блеском и черного цветов). В сочетании с 5 Е фазой, бузерит I является основным минералом светло-серых слоистых агрегатов с металлическим блеском.

Асболан-бузерит и 5 Е фаза в ассоциации с бернесситом слагают шаровидные выделения зонального строения. Дифрактометрические картины асболан-бузерита характеризуются смещением угла отражения рефлекса 001 в сторону больших углов.

Неустойчивый бузерит, совместно с бернесситом был диагностирован в составе псевдоморфоз по диатомовым. Для диагностики 10 Е фазы из этого типа минеральных агрегатов, выбирались образцы, на дифрактограммах которых, отражения, отвечающие пикам бернессита, были наименее интенсивными. Однако, не смотря на это, диагностика 10 Е фазы как неустойчивого бузерита не может считаться достоверной из-за присутствия на дифрактограмме пиков бернессита.

Гидрогетит является основным железистым минералом в составе железо-марганцевых отложений. Этот минерал встречается как в виде порошковатых масс желтого и оранжевого цвета, так и в виде отдельных зерен со стеклянным блеском красно-коричневого цвета. Гетит был диагностирован в смеси с нонтронитом в составе порошковатого налета желто-зеленого цвета.

Минеральный состав различных морфологических типов ЖМО представлен в таблице.

Таким образом, можно отметить, что преимущественно бернесситовый состав корок ЖМО гидротермальных полей Логачев-2 и Ашадзе-1 может указывать на высокие значения рН (8.2 – 8.4) рудоформирующих растворов и их высокий окислительный потенциал, тогда как совместное образование бернессита и 10 Е манганатов, говорит об отложении из нейтральных или слабощелочных растворов.

Таблица. Основные марганцевые минералы в минеральных агрегатах железо-марганцевых корок

Морфологические разновидности минеральных агрегатов	Основные марганцевые минералы	Гидротермальные поля САХ
Псевдоморфозы по диатомовым	Бернессит, 10 Е фаза (неустойчивый бузерит)	Гора Ферсмана
Плотная масса, цементирующая псевдоморфозы по диатомовым	Бузерит (I), бернессит	Гора Ферсмана
Столбчатые и трубчатые агрегаты черного цвета	Бернессит	Логачев-2
	Бузерит I	Гора Ферсмана
Столбчатые пальцевидные агрегаты («сталктиты-сталогмиты»)	Бернессит, пирохроит, литиофорит	Ашадзе-1
Мелкие гроздевидные агрегаты, пропитанные гидроокислами железа	Бернессит	Логачев-2
Гроздевидные агрегаты	Бернессит, вернадит	Логачев-2
	Бернессит	Гора Ферсмана Ашадзе-1
Скорлуповидные агрегаты	Бернессит	Логачев-2 Ашадзе-1
Натечные корки со смолистым блеском	Бернессит	Логачев-2
Шарообразные агрегаты серого цвета с металлическим блеском	Бернессит	Логачев-2
	Бернессит, асболан-бузерит, 5 Е фаза	Гора Ферсмана
Слоистый агрегат с металлическим блеском	Бернессит	Логачев-2
	Бернессит, бузерит I, 5 Е фаза (редко)	Гора Ферсмана
Слоистый агрегат с включениями линз черного цвета	Бернессит	Логачев-2
Кавернозный агрегат	Бернессит	Логачев-2
Порошковатые массы черного цвета	Бернессит, бузерит I. Вернадит	Гора Ферсмана
Массивный агрегат черного цвета	Бернессит	Логачев-2
Плотный агрегат серого и черного цвета	Бернессит, бузерит I	Гора Ферсмана
	Бернессит, 10 Е фаза (асболан-бузерит ?), вернадит	Ашадзе-1

Список литературы

Давыдов М.П., Александров Е.Н., Перова Е.Н. и др. Железо-марганцевые отложения гидротермального поля «Ашадзе-1» (Срединно-Атлантический хребет, 12⁰58' с.ш. // ДАН, 2007. Т.7. № 6. С. 793-799.

Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др. Марганцевые минералы Fe-Mn микроконкреций в осадках Центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литол. и пол. ископаемые, 1985. № 3. С. 17-39.

Сметанникова О.Г. Методические указания по рентгеновскому исследованию оксидов и гидроксидов марганца. Л., 1988. 32 с.

Сметанникова О.Г., Франк-Каменецкий А.А. Возможности рентгенодифракционных методов при диагностики гидроксидов марганца // Методы дифракционных исследований кристаллических материалов (Под ред. В.А.Франк-Каменецкого и Б.М.Шмакина), 1989. С. 100-106.

Чухров Ф.В., Сахаров Б.А., Горшков А.И. и др. Структура бернессита из Тихого океана // Изв.АН СССР. Сер. Геология, 1985. № 8. С. 66-74.

Чухров Ф.В., Штеренберг Л.Е., Горшков А.И. и др. О природе 10 E марганцевого минерала Fe-Mn океанических конкреций // Литол. и пол. ископаемые, 1983. № 3. С.33-41.

СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ РУДОНОСНЫХ КВАРЦ-КАРБОНАТНЫХ ЖИЛ БАННО-КАРЫМШИНСКОГО РАЙОНА (КАМЧАТКА)

А.Н. Рогозин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (СГУ), Петропавловск-Камчатский,
e-mail: rogozin-alexey@mail.ru

Банно-Карымшинский район, находящийся на территории Южно-Камчатского рудного района, содержит целую серию месторождений и рудопроявлений золотосеребряной формации, которые вытянуты полосой северо-западного простирания [Фролов и др. Карта полезных ископаемых..., 1999]. Большинство исследователей считают, что рудопроявления и месторождения этого района локализируются в зоне крупных сбросов северо-западного простирания, пересекающих Южную Камчатку вдоль границы поперечной Начикинской складчато-глыбовой зоны [Петренко, 1999]. В последние годы в Банно-Карымшинском районе были проведены геолого-структурные работы, которые позволили выделить крупную кальдеру, а внутри нее - блоковое резургентное поднятие [Леонов, Рогозин, 2007], что позволяет в настоящее время пересмотреть структурные позиции золотосеребряных рудопроявлений и месторождений данного района. Предполагается, что их позиция контролируется разломами, ограничивающими кальдеру и расположенное в ней резургентное поднятие.

В 70-х гг. XX века на территории Банно-Карымшинского района геологи выделяли одноименный Банно-Карымшинский рудный узел. В ходе проведенных ими геолого-поисковых работ были открыты основные участки золотосеребряных проявлений района содержащих рудоносные кварц-карбонатные жилы. Всего на территории Банно-Карымшинского района насчитывается восемь таких участков: Банный, Малыш, Верхне-Быстринский, Верхне-Карымшинский Левый, Геофизический, Верхне-Карымшинский Правый, Средне-Карымшинский и Центральный (рис. 1).

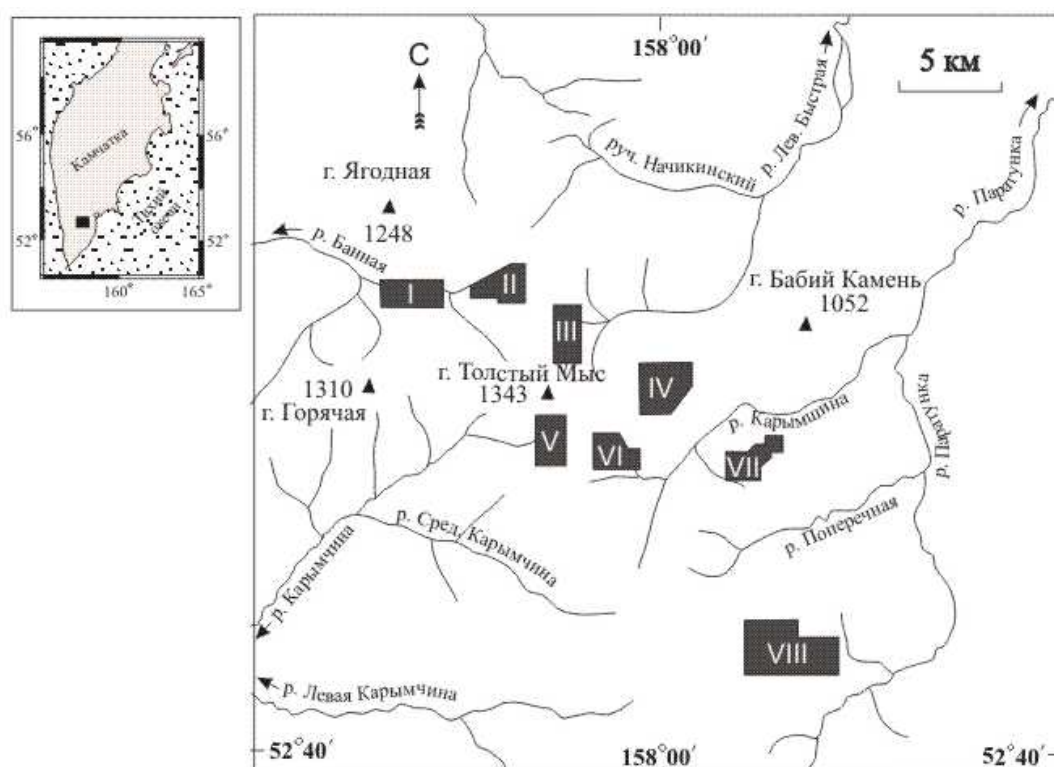


Рис. 1. Схема расположения основных участков, содержащих рудоносные кварц-карбонатные жилы, которые были открыты геологами в 70-х гг. XX в. на территории Банно-Карымшинского района: I – Банный, II – Малыш, III – Верхне-Быстринский, IV- Верхне-Карымшинский Левый, V – Геофизический, VI – Верхне-Карымшинский Правый, VII – Средне-Карымшинский, VIII – Центральный. На врезке сверху слева обозначен район работ.

Участок Банный (I на рис. 1) расположен на левом борту долины р. Банная, в районе Больше-Банных термальных источников. Состоит из Западного и Восточного участков. Общая площадь контура, где были выявлены рудоносные кварц-карбонатные жилы, равна 6 км². Западный участок Банного рудопроявления представлен 9 жилами мощностью от 0.4 до 2 м. Восточный участок – 5 жилами мощностью от 0.15 до 1.5 м.

Участок Малыш (II на рис. 1) расположен на левом борту р. Банная в трех километрах выше по течению от выхода Больше-Банных термальных источников. Его площадь – около 5 км². Геологами выделено 5 кварц-карбонатных жил мощностью от 0.2 до 8 м.

Участок Верхне-Быстринский (III на рис. 1) расположен в верховьях р.левой Быстрой, в каньонообразной долине руч. Толстый Мыс и его правых притоков. На участке выявлено 3 кварц-карбонатные жилы и 1 карбонатная жила. Мощность жил от 0.3 до 3 м.

Участок Верхне-Карымшинский Левый (IV на рис. 1) располагается на южных склонах водораздела рек Левая Быстрая – Карымчина. Площадь участка 2.5 км². На участке геологами было выделено 5 жил кварц-карбонатного состава и 1 жила карбонатного состава.

Участок Геофизический (V на рис. 1) расположен в истоках р. Прав. Карымчина. Площадь участка составляет около 1 км². На участке геологами была прослежена и опробована одна протяженная жила («Главная») и ряд жил менее мощных и протяженных, расположенных вблизи жилы «Главная». Мощность жилы «Главная» колеблется от 1 до 5 м, в среднем составляет 3 м. По простиранию она была прослежена (в горных выработках и естественных выходах) на 1200 м.

Участок Верхне-Карымшинский Правый (VI на рис. 1) расположен в истоках руч. Ту, левого притока реки Карымшина, преимущественно на его правом борту. Площадь участка около 2.5 км². Выявлено 6 кварц-карбонатных жил. На участке также геологами в ходе работ были выделены разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального простирания. К ним приурочены все жильные тела участка. Мощность основной жилы до 4.7 м.

Участок Средне-Карымшинский (VII на рис. 1) располагается на правом берегу р. Карымшина, охватывая привершинную часть высоты 935.9 и ее северо-западные и восточные склоны. На участке выявлен разлом северо-западного простирания. Большинство жил сконцентрировано в зоне этого разлома. В ходе геолого-поисковых работ в 70-х гг. XX века геологами было выявлено и опробовано 11 жил кварц-карбонатного состава, 2 жилы карбонатного состава и 1 «чисто» кварцевая жила.

Участок Центральный (VIII на рис. 1) охватывает истоки р. Поперечная и ее левый и правый водоразделы – высоту 1045.0 м на западе и южные отроги высоты 1089.4 м на востоке. На участке широко развиты разрывные нарушения различного простирания. Наиболее значительное из них – нарушение проходящее по долине р. Поперечной. На участке выявлено 18 жил различного состава и 3 зоны интенсивного прокварцевания.

Исходя из вышесказанного видно, что большинство рудоносных жил рассматриваемых участков Банно-Карымшинского района приурочены к зонам развития разрывных нарушений северо-западного и субмеридионального простирания, которые в свою очередь некоторыми исследователя связываются с зоной крупных сбросов северо-западного простирания, пересекающих Южную Камчатку вдоль границы поперечной Начикинской складчато-глыбовой зоны [Петренко, 1999].

В ходе работ 2004-2006 гг. сотрудниками лаборатории геологии геотермальных полей Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на территории Банно-Карымшинского района была выделена новая кальдера Карымшина (с размерами по короткой оси - 15 км, по длинной - 25 км) – крупнейшая из известных в настоящее время кальдер Камчатки [Леонов, Рогозин, 2007]. Особенностью данной структуры и отличием от других кальдер полуострова, является то, что в ее северо-западной части, внутри кальдеры было восстановлено крупное блоковое поднятие – резургентный купол. Поднятый блок вытянут в северо-западном направлении и имеет размеры 4x12 км. Амплитуда поднятия была оценена в 200 м. Блок имеет четкие тектонические границы. Он ограничен по краям разломами северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 2).

Структурная позиция рудоносной жилы Главная. Жила Главная была прослежена геологами на участке Геофизический (участок III на рис. 1). По результатам наших работ было выявлено, что жила приурочена к взбросу ограничивающему резургентное поднятие гора Толстый Мыс с северо-запада (рис. 2). Простирание ее 335-340⁰, наклон на восток 64⁰ (рис. 3).

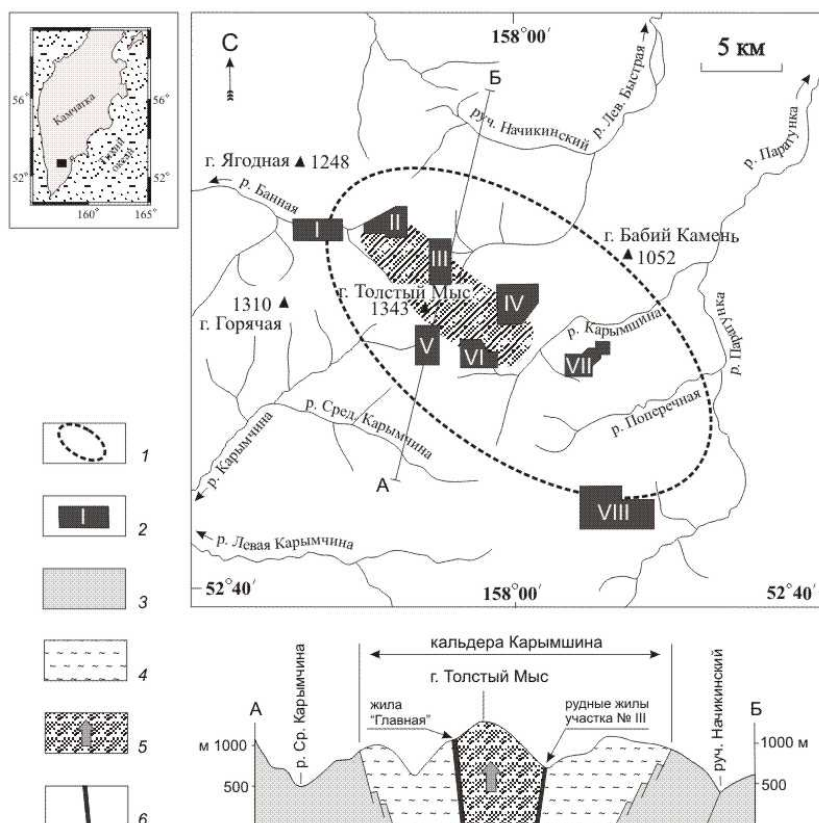


Рис. 2. Местоположение кальдеры Карымшина. 1 – восстановленные границы кальдеры, 2 – участки золотосеребряных рудопоявлений на территории Банно-Карымшинского района, 3 – нерасчлененные отложения докальдерного этапа, 4 – отложения заполняющие кальдеру Карымшина, 5 – резургентное поднятие г. Толстый Мыс, 6 – рудные жилы, расположенные по краям резургентного поднятия.



Работа выполнена в рамках проекта ДВО РАН 06-III-A-08-329 и проекта РФФИ 08-05-00453.

Список литературы

Леонов В.Л. Рогозин А.Н. Карымшина – гигантская кальдера–супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология, 2007. №5. С. 14-28.
 Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
 Фролов Ю.Ф., Колода А.А., Позднеев А.И., Павлова Л.Е. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000. 1999 г.

МИКРОСФЕРУЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДНЫХ (ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ) ПРОЦЕССОВ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Е.И. Сандиминова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: sand@kscnet.ru

Минеральные образования идеальной сферической формы размером менее 1 мм (микросферулы) были установлены при изучении рудной минерализации в разрезах глубоких скважин, пробуренных в пределах современных гидротермальных систем Курильских островов и Камчатки (о. Итуруп – Океанское геотермальное месторождение, о. Парамушир – Северо-Парамуширское геотермальное месторождение, Южная Камчатка – Мутновское и Паратунское геотермальные месторождения).

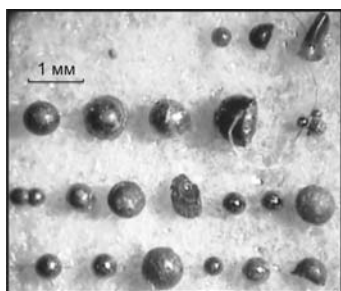


Рис. Морфология сферул.

Подобные образования обнаруживают в самых разных регионах мира, в самых разных геологических обстановках и разнообразных породах. Чаще всего их встречают в шлиховых пробах осадочных пород, в протолочках магматических пород или гидротермальных руд. Нами сферулы были выделены в основном из тяжёлой фракции проб бурового шлама (большинство скважин пройдено роторным бурением), редко они встречаются в шлифах и аншлифах из керна, а также в шлиховых пробах аллювия рек.

Сферулы обычно имеют чёрный или стально-серый цвет, гладкую или шероховатую поверхность, металлический или стеклянный блеск, обладают магнитностью (см. рис.). Различными аналитическими методами установлено, что сферулы представляют собой сложные поликомпонентные минеральные агрегаты, в строении которых принимают участие самородное железо и его оксиды (иоцит (FeO), магнетит (Fe₃O₄), гематит (Fe₂O₃), манганильменит ((Fe,Mn)TiO₃), марганцевая ульвошпинель ((Fe,Mn)₂TiO₄), минеральные фазы из группы сложных оксидов типа армоколита (FeMgTi₄O₁₀), ильменита-пирофанита (FeTiO₃-MnTiO₃) и титанистого граната шорломита? (Ca₃(Fe,Ti)₂(Si,Ti)₃O₁₂), а также стекло чёрного цвета с высоким содержанием Ti, Fe и Mn [Сандиминова, 2003]. По соотношению минералов и минеральных фаз сферулы можно разделить на три типа: рудные, рудно-силикатные и силикатные. В срезе они имеют характерные скелетные, решётчатые, полигонально-зернистые и другие структуры роста и распада. Для сферул характерно зональное строение. В центре обычно расположено одно, два или несколько железных ядер, а вокруг магнетитовая или силикатная оболочка. В ассоциации со сферулами встречаются самородные металлы - Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, интерметаллические соединения системы Cu-Zn-Sn-Pb и другие акцессорные минералы (корунд, рутил, алмадин, циркон, шпинели сложного состава, графит, муассанит и др.), а также остроугольные обломки стёкол тёмно-бурого цвета и шлаковидные частицы чёрного цвета. Сравнение состава обломков стёкол, шлаковидных частиц и сферул показало, что это генетически родственные образования.

Изучение разрезов скважин глубокого бурения позволило установить связь сферул с литологическим типом пород. Всего с разной степенью детальности изучено 9 скважин глубиной от 500 до 2500 м. Скважины вскрывают характерный для Курильских островов и Юго-Восточной Камчатки разрез вулканических отложений, который представлен разнообразными продуктами вулканизма так называемой непрерывной от базальтов до риолитов андезитовой формации. В основном это слоистые пирокластические и вулканогенно-осадочные породы. Общая мощность разреза, вскрытая скважинами, составляет около 3600 м, возраст пород - от олигоцена до настоящего времени. Частота опробования пород по разрезу составила 10-50 м, средний вес пробы - от 500 г до 1 кг.

Сферулы встречаются практически на всём протяжении разреза. Некоторые пробы не содержат сферул, в других - их число не превышает 1-5, но на некоторых горизонтах их количество существенно возрастает и составляет первые сотни – до тысячи и более зёрен на пробу. Максимальные количества сферул (до тысячи и более зёрен на пробу) приурочены к некоторым слоям туфов, туффитов и туфоалевролитов. Помимо сферул и сопутствующих им

акцессорных минералов, в тяжёлой фракции проб этих пород обычно присутствуют такие породообразующие минералы как магнетит, титаномагнетит, ильменит, ромбический и моноклинный пироксены (авгит, диопсид), плагиоклазы (чаще основного состава), редко встречаются роговая обманка, оливин и кварц. В аншлифах из керна сферулы были установлены в метасоматически изменённых туфах андезито-дацитового состава – в цементе туфа и внутри обломков андезитов (о. Итуруп), а также в неизменённых туфоалевролитах в пелитовой массе среди мелко-тонкообломочной пирокластике (о. Парамушир).

Сопоставление разрезов скважин по возрасту пород показало, что слои с повышенным количеством сферул чаще всего и с некоторой периодичностью встречаются в верхнемиоцено-плиоценовых пирокластических и мелкообломочных вулканогенно-осадочных отложениях. Это время в регионе характеризуется интенсивным вулканизмом с периодами затишья и накоплением мощных толщ пород в прибрежно-морских условиях за счёт поступления местного ювенильного вулканогенного материала [Федорченко и др., 1989].

Форма сферул, обломков стёкол и шлаковидных частиц, характерная для вулканических пеплов [Heiken, Wohletz, 1985]; внутреннее строение и вещественный состав; парагенезис с характерными акцессорными и породообразующими минералами; особенности распространения сферул в вулканических толщах; приуроченность к слоям пирокластических и вулканогенно-осадочных пород позволили сделать вывод о том, что они попадают в эти отложения вместе с взрывным материалом. Вариации концентрации сферул в слоистых толщах, вероятнее всего, связаны с характером накопления осадков и могут совпадать с пиками вулканической активности. То есть, обнаруженные в вулканических породах Курильских островов и Камчатки сферулы имеют магматическое происхождение и связаны с активной деятельностью вулканов.

Обзор литературных источников показывает, что сферулы могут образовываться на протяжении всего магматического процесса, при этом механизмы образования могут быть самыми разными. Процесс раннемагматического расщепления (расслоения) силикатных расплавов на матрицу и оливин-пироксеновые каплевидные обособления (хондры) достаточно подробно рассмотрен на примере метеоритных хондритов [Маракушев, Безмен, 1983]. Модель обособления капель самородного железа от силикатной матрицы и его раннемагматическое окисление с образованием иоцит-магнетитовой оболочки (металлизация основных магм) представлена на примере траппов Сибирской платформы [Самородное..., 1981]. Авторы подчёркивают флюидный характер отщепления силикатных и рудных капель от расплава. Мелкие круглые выделения самородного железа в виде вытянутых скоплений, подчёркивающих направление течения вещества, наблюдаются и в обломках тёмно-бурых стёкол о. Парамушир. Для сферул также характерны эмульсионные текстуры, представленные сферическими обособлениями железа в стекле или сферическими силикатными обособлениями в железе. Обнаружение рудных и нерудных шариков в нераскристаллизованных природных стёклах, по мнению В.В.Рябова [1989], является убедительным доказательством их первоначально жидкостного состояния.

По мере подъёма магмы к поверхности Земли, часть рудных капель захватывается кристаллизующимися силикатными минералами. В виде включений магнетитовые сферулы установлены в интрузивах и эффузивах андезибазальтового состава в наиболее ранних генерациях вкрапленников пироксенов и плагиоклазов, а также в основной массе пород [Хенкина, 1978]. На более поздних этапах они отлагаются на стенках газовых полостей и трещин магматических пород при их остывании, о чём свидетельствуют следы прикрепления сферул к поверхностям. Сферулы являются характерными компонентами минеральных ассоциаций, развивающихся на стенках пустот основных эффузивов, средних и кислых вулканитов [Филимонова, 1985; Акимцев, 1992 и др.]. Они также образуются при остывании раскалённых обломков породы во время отложения взрывного материала из палящих туч. На поверхности некоторых лапиллей встречаются мелкие блестящие капельки чёрного цвета в виде полусфер, как бы наплавленные на поверхность. Возможность образования таким путём подтверждается экспериментально [Овчинников, 1960]. Некоторые авторы предполагают, что сферулы образуются в результате вторичного подплавления пород при прохождении сквозь них высокотемпературных восстановительных флюидов [Малич и др., 1991 и др.].

На заключительных этапах магматического процесса сферулы образуются при извержении вулканов, о чём свидетельствуют редкие находки рудных и силикатных сферул, а также частиц самородных металлов (Fe, Al, Zn) в пеплах вулканов Камчатки – Карымский,

Шивелуч и Плоский Толбачик [Гирина, Румянцева, 1993; Муравьев и др., 2002; Карпов, Мохов, 2004]. Предполагается, что сферулы формируются в результате «вскипания» магмы. В условиях вихрей они отрываются от вязкой массы расплава, распыляются в атмосфере и быстро остывают. Этим объясняют отсутствие сростаний сферул с какими-либо порообразующими минералами [Взрывные..., 1985]. Некоторые металлы, вероятно, отлагаются непосредственно из газового флюида. В отложениях Курильских островов и Камчатки встречаются магнетитовые сферулы с «хвостом» из самородного железа, напоминающие комету, а многие частицы самородных металлов и интерметаллических соединений имеют удлинённые, закрученные формы, что характерно для роста металлов в газовой струе [Главатских, 1995]. Не исключено, что сферулы образуются под действием природных электростатических сил (молний). В условиях эксперимента магнетитовые сферулы получали путём сплавления метеоритной металлической стружки в электрической дуге [Юдин, 1969].

Температурный интервал образования сферул и сопутствующих минералов достаточно широк, по разным оценкам он составляет в среднем 1200-600°C [Самородное..., 1981; Слободской, 1981; Шарапов и др., 2001 и др.]. Скорость остывания сферических и шлаковидных частиц, выброшенных при извержении вулкана, приближенно оценивают в 20-80°C/час, при этом полагают, что для частиц с едва различимыми кристаллитами рудных минералов скорости охлаждения намного превышают 210°C/час [Взрывные..., 1985]. В условиях эксперимента при мгновенном нагреве до 2000°C и быстром охлаждении силикатных минералов процесс образования сферул происходит в течение трёх-четырёх секунд [Флоренский и др., 1968].

Ассоциация сферул, самородных металлов, сплавов и интерметаллических соединений - показатель резко восстановительной среды минералообразования. На этом фоне происходит постепенное повышение окислительного потенциала, которое выражается в появлении простых и сложных оксидов элементов, характеризующихся высокой степенью сродства к кислороду, таких как иоцит, корунд, рутил, а также ильменит и армоколлит. Процесс эволюционного развития флюидно-минеральной системы отражается и в составе железо-магнетитовых сферул - от самородного железа до гематита ($Fe \rightarrow FeO \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$). Считается, что основными восстановителями в глубинных потоках являются H_2 , CO, CH_4 и другие углеводороды [Слободской, 1981 и др.], о значительном содержании которых свидетельствуют находки графита и муассанита.

Таким образом, можно сказать, что наиболее благоприятная обстановка для образования сферул создаётся при вскипании и дегазации магматического расплава, а также во время извержений вулканов, сопровождающихся взрывными явлениями и процессами плавления. Сферулы образуются в результате быстро протекающих газотранспортных реакций с участием восстановительных флюидов, которые способствуют расщеплению вещества на несмешивающиеся компоненты по типу ликвации и приводят к образованию рудных, рудно-силикатных или силикатных капель расплава. Бульшая часть сферул, установленных в тяжелой фракции проб пирокластических и вулканогенно-осадочных пород Курильских островов и Камчатки является, по сути, частицами пепла. Их состав и строение отражает термодинамические условия среды минералообразования, а размер частиц и их количество в слоях может служить показателем интенсивности и мощности извержения.

Рудные и силикатные сферулы встречаются и в гидротермальных рудах. Однако их место в гидротермальном процессе пока не совсем ясно, поскольку, как и в большинстве случаев, сфероиды выделяют из тяжелой фракции измельчённых проб. М.И.Новгородова с соавторами [2003] рассматривают алумосиликатные сферулы из золоторудных месторождений Узбекистана, Якутии и Аляски как капли расплава высокоплотных солевых фаз, которые образуются при аномально высоких флуктуациях температур и давлений, возникающих в результате схлопывания пузырьков и высоких скоростях этого процесса в ограниченных объёмах минерализующихся трещин. В целом, образование сферул авторами связывается с локальными микровзрывными кавитационными явлениями в потоке вскипающих гетерогенизирующихся гидротермальных растворов. Нашими исследованиями не выявлено прямой связи сферул из вулканических отложений Курильских островов и Камчатки с гидротермальными процессами, а сравнительный анализ составов показал, что они существенно отличаются от сферул гидротермальных золоторудных месторождений высоким содержанием Fe, Ti и Mn [Сандиминова, 2007].

Список литературы

- Акимцев В.А.** Минералы самородных элементов в магматических породах центральной части Срединно-Атлантического хребта // ДАН, 1992. Т. 326. № 6. С. 1026-1029.
- Взрывные** кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 200 с.
- Гирина О.А., Румянцева Н.А.** Микростроение тефры вулкана Шивелуч // Вулканология и сейсмология, 1993. № 5. С. 34-47.
- Главатских С.Ф.** Металлообразование в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1995. № 4-5. С. 193-214.
- Карпов Г.А., Мохов А.В.** Аксессуарные самородные рудные минералы эруптивных пеплов андезитовых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2004. № 4. С. 41-49.
- Малич К.Н., Рудашевский Н.С., Соколова Н.И.** Микросферулы из ультрабазитов концентрически-зональных массивов Алданского щита, их генетическое и прикладное значение // Минералогический журнал, 1991. Т. 13. № 4. С. 52-71.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И.** Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М: Наука, 1983. 184 с.
- Муравьев Я.Д., Ашихмина Н.А., Овсянников А.А.** и др. Опыт изучения аэрозолей из кратерного ледника вулкана Плоский Толбачик (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2002. № 6. С. 29-35.
- Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я.** и др. Микросферулы алюмосиликатных стёкол в золотых рудах // Геохимия, 2003. № 1. С. 83-93.
- Овчинников Л.Н.** Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала // Труды горно-геологического института, вып. 39. Свердловск, 1960. С. 185-410.
- Рябов В.В.** Ликвация в природных стёклах на примере траппов. Новосибирск: Наука, 1989. 224 с.
- Самородное** минералообразование в магматическом процессе // Тез. докл., Якутск, Якутский филиал СО АН СССР, 1981. 208 с.
- Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н.** Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Петропавловск-Камчатский, КГПУ. 2003, № 1. С. 135-140 (http://www.kscnet.ru/kraesc/2003/2003_1/art14.pdf).
- Сандимирова Е.И.** Особенности химического состава силикатных сферул из вулканических пород Курильских островов и Южной Камчатки // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Мат. Всерос. науч. конф., 24-30 сентября 2007 г., г. Иркутск. Иркутск, 2007. Т. 2. С. 217-221.
- Слободской Р.М.** Элементо-органические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 134 с.
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.** Вулканизм Курильской островной дуги. Геология и петрогенезис. М: Наука, 1989. 239 с.
- Филимонова Л.Г.** Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 159 с.
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Ильин Н.П.** и др. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел // Геохимия, 1968. № 10. С. 1163-1173.
- Хенкина С.Б.** Продукты ликвации в породах мелового – палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и особенности их металлоносности // ДАН СССР, 1978. Т. 238. № 2. С. 433-436.
- Шарапов В.Н., Павлов А.Л., Акимцев В.А.** и др. Физико-химические характеристики отложения минералов из магматического флюида при кристаллизации базальтов срединно-океанических хребтов // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 1. С. 83-96.
- Юдин И.А.** Исследование искусственной метеорной пыли (шариков) // Метеоритика, 1969. Вып. XXIX. С. 132-141.
- Heiken Grant, Wohletz Kenneth.** Volcanic Ash. University of California Press. Berkeley – Los Angeles – London. 1985. 246 pp.

СООТНОШЕНИЕ РАННЕ И ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВО ВНЕШНЕЙ ЗОНЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Ю.М. Скобелева, Н.Е. Савва

СВКНИИ ДВО РАН, г.Магадан, e-mail: skobeleva@neisri.ru; savva@neisri.ru

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) представляет собой часть планетарной системы – Тихоокеанского вулканического кольца и многими исследователями относится к типу окраинно-континентальных поясов, а по особенностям вулканизма подразделен на внутреннюю и внешнюю зоны (Геодинамика..., 2006). Внешняя зона – заложена на континентальной коре с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Здесь на фоне вулканической деятельности широко развиты явления плутонизма, что позволяет рассматривать эту окраину континента как активную.

ОЧВП также является вместилищем десятков месторождений и более сотни рудопроявлений Ag-Ag формации. Одни из них формировались монохронно, на образовании других заметно проявились процессы тектоно-магматической активизации (плутоногенный этап), что привело к полихронному, растянутому во времени, механизму их формирования. Последние представляют собой интерес, как в плане эволюции рудообразования, так и в промышленном отношении, т.к. полиэтапность приводит к перераспределению рудного вещества, его дифференциации и повышению концентрации полезных компонентов в рудах. Особенности природного обогащения золото-серебряных руд будут рассмотрены на примере месторождений Джульетта, Нявленга и Улахан (рис. 1).

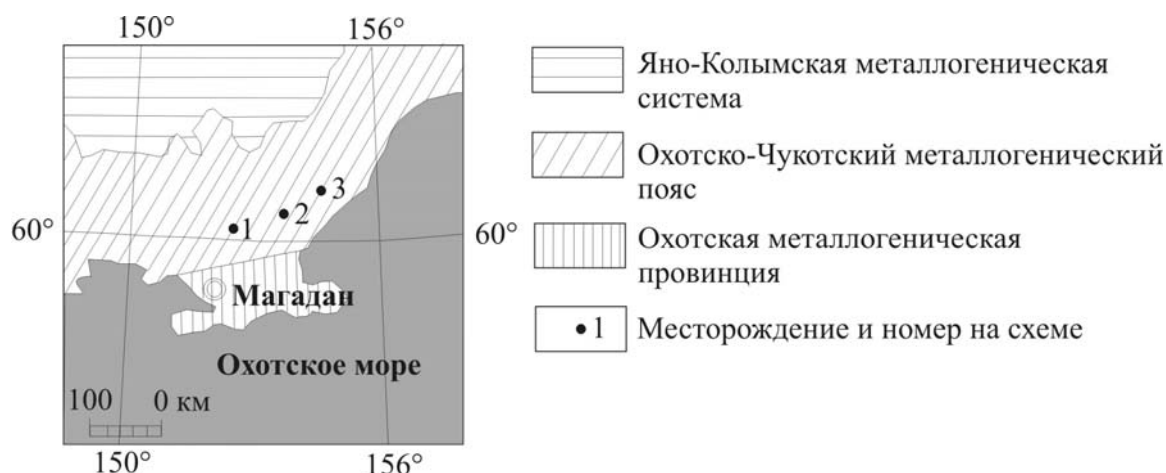


Рис. 1. Положение Au-Ag месторождений на структурно-металлогенической схеме. Номера на карте – месторождения : 1 – Улахан, 2 – Нявленга, 3 – Джульетта.

Геологическая позиция месторождений приведена в таблице 1

В формировании руд месторождений выделяется два этапа – вулканогенно-гидротермальный и плутоногенно-гидротермальный. Характерно, что начало второго этапа связано с резким возрастанием температурного режима, появлением грейзенизации, скарноидных ассоциаций и наложением высокотемпературных метасоматитов на низкотемпературные (табл. 2).

Внедрение гранитоидов на каждом из месторождений сопровождается в первую очередь термальным метаморфизмом аргиллизитов и кварц-гидрослюдистых метасоматитов, которые под воздействием высоких температур (более 500°C) в результате сложных реакций превращаются в кварц-мусковитовые грейзены (Улахан), корунд-пирофиллитовые кварциты, магнетит-гематит-эпидотовые с гранатом и актинолитом скарноиды (Нявленга), кварц-родонитовые скарноиды (Джульетта).

Таблица 1. Сравнительная характеристика геолого-структурной позиции месторождений Улахан, Джульетта, Нявленга

Геологические характеристики	Месторождение		
	Улахан	Нявленга	Джульетта
Тектоническая позиция	Внешняя зона ОЧВП	Внешняя зона ОЧВП	Внешняя зона ОЧВП
Структурная позиция	Область наложения Улаханской и Проточной кольцевых вулканических структур проседания	Нявленгинская вулканотектоническая депрессия с кольцевым интрузивным обрамлением	Джугаджакская кольцевая вулканотектоническая структура в Иваньинской депрессии
Вмещающие вулканические породы	Нижнемеловые андезиты и их туфы момолтыкичской (J ₃ -K ₁ mm) свиты с маломощными прослоями алевропесчанистых отложений кирекской свиты (K ₁ kr) и в центре рудного поя андезидациты хольчанской свиты (K ₂ hl)	Нижнемеловые покровы и экструзии андезитов и андезибазальтов, реже экструзии кластолав риодацитов и риолитов (Rb-Sr датирование 112±2 млн лет по И.Н.Котляру, Е.Ф.Дылевскому, 1991)	Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения (Rb-Sr датирование по адулярам 136±3 млн лет по О.Б.Рыжову и др., 1995) представленные мелкопорфировыми миндалекаменными андезитами, андезитобазальтами с прослоями туфов андезитов, дацитов и прослоями риодацитов и песчаников
Интрузивные образования, прорывающие вмещающие толщи	Мелкие штоки и дайки гранодиоритов (δγK ₂), субвулканические тела риодацитов, многочисленные дайки базальтов и андезидацитов позднемелового возраста (K-Ar датирование 72,5 млн лет по А.П.Фадееву, 1983)	Субщелочные граниты (K-Ar датирование 74 млн лет по Ю.Г.Кобылянскому, 1963, И.Н.Котляру, 1986)	Ранне-позднемеловые штоки кварцевых диоритов и гранодиоритов, субвулканические тела риолитов, андезитов, дацитов
Геохимическая специализация интрузивных пород	Mo, Bi, Te, Pb, Zn	Mo, Sn, Bi, Ag, Pb, Zn	Sn, Bi, Te

Термальный метаморфизм руд, осуществляя дифференциацию эпитермальных золото-серебряных руд повышает их локальную сереброносность, стимулируя высвобождение и перераспределение Ag из первичных минералов в процессах рекристаллизации, регенерации, дезинтеграции с последующим концентрированием его в новых минеральных видах с более высокими содержаниями Ag (рис.2). Этому способствуют прогрев и динамические нагрузки на минералы ранних парагенезисов, а также высокая миграционная способность и химическая активность Ag (Савва, Петров, 1996, Савва, Волков, Сидоров, 2006)

Немаловажную роль в минералого-геохимическом составе руд играет привнос вещества плутонами.

Кроме того, на геохимическую специализацию месторождения внешней зоны ОЧВП существенное влияние оказывает металлогения пород основания вулканических систем – мощная континентальная кора, так как при прорыве вулканов происходит мобилизация металлов из вмещающих толщ. Все сравниваемые месторождения пространственно сближены с Удско-Мургальской Cu-Mo металлогенической зоной.

Таблица 2 Минеральные парагенезисы полихронных месторождений внешней зоны ОЧВП

Этапы минерализации	Улахан	Нявленга	Джультета
Минеральные парагенезисы вулканогенных этапов	<p>1) Кварц-арсенопирит-полисульфидный-блеклорудный слабозолотоносный</p> <p>2) Арсенопирит-пирит-галенит-сфалерит полисульфидный с Au и Pb-Bi сульфосолями и теллуридами Pb и Bi</p> <p>(Т образования 150-90°C)*</p>	<p>1) Кварц-каолинит-серицит-пиритовая</p> <p>2) Кварц- адуляр-галенит-сфалеритовая-кюстелит-сульфосольная</p> <p>3) Хлорит-кальцит-акантитовая</p> <p>(Т образования 400-200 °C)**</p>	<p>1) Кварц-адуляр-пирит-галенит-сфалеритовая</p> <p>2)Кварц-кальцит-манга-нокальцит-электрум-полибазитовая</p> <p>(Т образования 260-90 °C)***</p>
Минерализация плутоногенных этапов	<p>1) Кварц-мусковит-пирит-золото-акантит-айтенбогартитовый</p> <p>2) Кварц-хлорит-эпидот-полисульфидный с Au и Pb-Bi сульфосолями и теллуридами Pb и Bi</p> <p>3) Карбонатный</p> <p>(Т образования 400-200°C)*</p>	<p>1) Корунд- пиррофиллитовая на поверхности и гранат-магнетит-гематит-эпидотовая на глубоких горизонтах</p> <p>2) Кварц- пирит- молибденит-арсенопирит-халькопирит-ялпаит-самородное Ag</p> <p>3) Кварц(гребенчатый)-карбонат-флюорит-селенидыAg – акантит-самородное Ag</p> <p>(Т образования 500-150 °C)**</p>	<p>1) Кварц-родонит-кюстелит-алларгентум-фрейбергитовая</p> <p>2) Кварц-карбонат-акантит- селениды-самородное Ag</p> <p>(Т образования 380-260°C)***</p>

* - по Ю.М.Скобелевой, И.Б.Караваяеву, 2004 (не опубликовано)

** - по Волкову и др., 1991

*** - по О.Б.Рыжову и др., 1995

Список литературы

Волков А.В., Шишакова Л.Н., Демин А.Г. Особенности прогрессивного рудообразования на золото-серебряном месторождении Нявленга // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 4. С. 934-940.

Савва Н.Е., Петров С.Ф. Дифференциация золото-серебряного и серебряного оруденения на примере эпитермальных месторождений Северо-Востока России // Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 7-27.

Савва Н.Е., Волков А.В., Сидорова А.А. Термальный метаморфизм Au-Ag руд месторождения Нявленга // ДАН, 2007. Вып 413. № 5. С. 655-660.

Савва Н. Е., Приставка В. А., Скобелева Ю. М., Ливач А. Э.; Третьякова Н.И. К вопросу о масштабности эпитермального оруденения // Материалы Всероссийской научной конференции памяти академика К.В.Симакова. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 217-221.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в двух томах), коллектив авторов (под редакцией Ханчука). Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 1-572 (I том) и 573-981(II том).

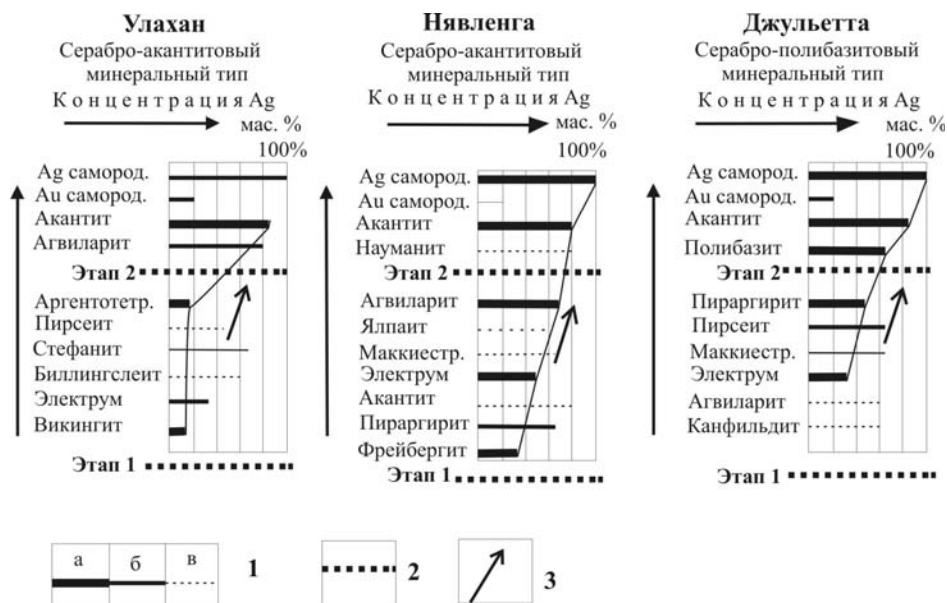


Рис. 2. Эволюция видообразований минералов серебра на месторождениях Улахан, Нявленга, Джультета: **1** – степень распространенности минеральных видов Ag в рудах: распространенные (а), преобладающие (б), редко встречающиеся (в); **2** – границы этапов и стадий минералообразования; **3** – тенденции возрастания концентраций Ag в его преобладающих минеральных видах.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ, МЕЗОТЕРМАЛЬНЫЕ, ГИПОТЕРМАЛЬНЫЕ (КСЕНОТЕРМАЛЬНЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И ИХ МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Э.М. Спиридонов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: mineral&geol.msu.ru

По типу магматических образований, которые непосредственно предшествуют или сопровождают Au оруденение, выделены гидротермальные рудные формации с Au и золоторудные: плутоногенные формации складчатых областей (золото-кварцевая березит-лиственитовая, медно-порфировая, гумбеитовая), вулканогенные формации складчатых областей и островных дуг (месторождения типа Куроко – Au-Ag-колчеданные, Au-Ag-барит-полиметаллические; Трансильванского типа – эпитеpmальные Au-Ag, Au-Ag-алунитовые, Au-Ag-теллуридные, Au-Ag-селенидные; типа Карлин), вулканогенно-плутоногенные формации (золото-сульфидно-кварцевая березит-лиственитовая...) [Don, 1898; Dunn, 1929; Lindgren, 1933; Emmons, 1937; Schneiderhöhn, 1941; Билибин, 1947; White, 1955; Лазаренко и др., 1963; Бородаевский, 1964; Пляшкевич, 1967; Татаринев, Строна, 1967; Щербаков, 1967; Котляр, 1968; Рожков, 1968; Берман и др., 1972; Шер, 1972, 1974, 1976; Василевский, 1973; Тацуми и др., 1973; Логинов, 1974; Geologie, 1974; Ивенсен, Левин, 1975; Петровская и др., 1976; Casadevall, Ohmoto, 1977; Routhier et al., 1977; Власов и др., 1978; Boyle, 1979; Radtke et al., 1980; Routhier, 1980; Николаева, 1981; Смирнов, 1982; Ramdohr, 1982; Сазонов, 1984; Берзон, Левитан, 1985; Фирсов, 1985; Фогельман, 1985; Geology, 1985; Коваленкер, 1986; Hannington et al., 1986, 1995; Коробейников, 1987; Flemming et al., 1987; Groves et al., 1987, 1993, 2005; Hatchinson, 1987; Heald et al., 1987; Shikazono, Shimizu, 1987; Nesbitt, 1988; Щепотьев и др., 1989; Хомич и др., 1989; Некрасов, 1991; Spiridonov, 1991; Tarkian et al., 1991, 1995; Сахарова и др., 1992; Large, 1992; Mitchell, Leach, 1992; Fouquet et al., 1993; Rushton et al., 1993; Hedenquist et al., 1994, 2000; Hodgson et al., 1995; Kuehns, Rose, 1995; Marcoux, 1995; Sillitoe, 1995; Trudu, Knittel, 1996; Савва и др., 1997; Groff et al., 1997; Obertür et al., 1997; Rubin, Kyle, 1997; So, Yun, 1997; Sherlock et al., 1999; Kerrich et al., 2000; Гамянин, 2001; Cooke, McPhail, 2001; Lang, Baker, 2001; Спиридонов, Плетнёв, 2002]. Известны амагматичные телетермальные рудные формации с Au и золоторудные (золото-сурьмяная, золото-ртутная, золото-селеновая обособленная или в составе пятиметальной U-Ag-Bi-Ni-Co формации) [Крутов, 1959, 1970; Kvaček, 1973; Ершов, 1974; Щеглов, 1976; Индолев и др., 1980; Leblanc, Billard, 1982; Stanley et al., 1990; Виноградова и др., 1995; Olivo et al., 2001].

Вулканогенные месторождения образованы при низком (обычно < 0,08 кб) и сильно изменчивом (до 0,001 кб) давлении. Гидротермальные системы открытого типа, изливающиеся на поверхность суши и на дно морей и океанов, или полуоткрытого типа, так или иначе сообщающиеся с поверхностью, нередко кипящие. Рудообразование и вулканическая деятельность синхронны или чередуются, пути движения гидротерм практически до поверхности прогреты и рудоносные растворы в мало изменённом виде достигают поверхности или приповерхностных участков. Поэтому кристаллизация рудных агрегатов происходит из пересыщенных растворов, чем обусловлено образование тонко расщеплённых кристаллов и сферолитов, "колломорфные" структуры руд. Характерна контрастная зональность месторождений, чередование разно температурных минеральных ассоциаций. В месторождениях от современного до архейского возраста генетически связаны минералы SiO₂, барит, сульфиды, минералы Mn, Au, Ag. Повышенный окислительный потенциал гидротерм обусловлен их контаминацией метеорными водами с кислородом, но и насыщением элементарной серой (зачастую селенистой). Высокая активность S₂ в гидротермах при низком P и повышенной T определили сернокислотный характер растворов. Типичны значительные объёмы предрудных метасоматитов. Обычно это продукты сернокислотного (H₂S-H₂SO₄, HCl-H₂SO₄, HF-HCl-H₂SO₄) выщелачивания: аргиллизиты, вторичные кварциты, опалиты, зодиты, калиевые опропилиты. Рудосопровождающие метасоматиты - от алунитовых до кварц-серицитовых или богатых адуляром. При низких величинах pH и aH₂S/aH₂SO₄ отношение Ag/Au в растворах больше 1 [Cole, Drummond, 1986], что объясняет особенности вулканогенных руд: величина Ag/Au в них обычно более 10 и до 1000, чаще ~ 100.

Минеральный состав руд обусловлен: 1) вулканологической обстановкой (жерловины, трубки взрыва, неки, купола, субвулканические тела; температурные поля и их градиенты; флюидный режим и его градиенты, в том числе кипящие или не кипящие растворы, концентрации CO_2 , SO_2 , H_2S , CH_4 , F, Se, Te.); 2) географической и гидрогеологической обстановками (наземные разной степени обводнённости, подводные пресноводные или в морской среде., - соответственно, сера самородная, сера в сульфатах – алунит, ангидрит, барит, целестин, сера в сульфидах.); 3) составом рудовмещающей среды (хромовая специализация среди гипербазитов – Зодское, ванадиевая среди габброидов – Калгурли.); 4) отчасти длительностью процессов рудоотложения.

Вулканогенные месторождения золота от убого сульфидных до колчеданных обладают сходными минерально-геохимическими особенностями. Характерны высокоглинозёмистые минералы (диккит, пирофиллит, судоит, зунит.); электрум, кюстелит; сульфаты - барит, целестин, ангидрит, кридит; разнообразные минералы Mn, в том числе серии твёрдых растворов магнезит-сидерит-родохрозит и доломит-ферродоломит-кутнагорит; роскоэлит; сложные сульфиды Ag, Bi, Sn, V, Mo, Ge, W, Be, Tl; самородные теллур, олово, висмут, свинец; из теллуридов - нагиагит, костовит, теллурантимонит, колорадоит, музеумит, буххорнит, вулканит, риккардит; сульфоселенотеллуриды и селенотеллуриды Bi – скиппенит.; из блёклых руд - Ag тетраэдрит (фрейбергит), аргентотетраэдрит, голдфилдит; парагенезы пирит+борнит, пирит+гематит, антимонит+теллуриды+сульфоантимониды Pb, диккит+дюмортьерит+верлит+молибденит, электрум+ молибденит, нагиагит+бурнонит+ильванит, теллур+ As-теллурантимонит+костовит+фаматинит, топаз+сера+алунит+голдфилдит, алунит+свинец или стистаит или ганит; повышенные содержания Se в халькогенидах, NH_4^+ в адуляре и алуните, Li в глинистых минералах, F в слюдах; типоморфны минералы, содержащие в одной структурной позиции As, Sb, Te, Sn, Ge (In, Bi, Mo, W), - люционит, станин, колусит, моусонит, германит, хемусит; показательны блёклые руды - твёрдые растворы серий: теннантит - тетраэдрит - аннивит - голдфилдит - хакит - жиродит. Изменчивость параметров рудоотложения – основная причина обилия в вулканогенных месторождениях минералов с резкой, осцилляционной зональностью.

Смена минеральных ассоциаций (рудных фаций) по мере роста активности сульфидной серы до богатых и крайне богатых такой серой (“насеренных”): халькопирит – борнит+пирит – халькозин+ пирит – ковеллин+пирит – фукучилит $\text{Cu}_3\text{FeS}_8\text{-CuS}_2$; теннантит – энаргит, люционит; тетраэдрит – фаматинит. Фукучилит развит в некоторых колчеданных месторождениях Японии. Теннантит – наиболее распространённый минерал мышьяка колчеданных руд. В ряде месторождений очень широко развит энаргит (в колчеданном Челопече, Болгария и эпитегрмальном Квирувилка, Перу) и фаматинит (Кочбулак). Иные минералы – индикаторы высокой и очень высокой активности сульфидной серы: айтенобогардит AuAg_3Te_2 , петровскит AuAgTe , джонасонит AuBi_5S_4 , развитые в колчеданных месторождениях Рудного Алтая и эпитегрмальных - Индонезии и СВ России.

Минеральные ассоциации (рудные фации), бедные и крайне бедные сульфидной серой включают: гематит, магнетит, аметист, гипогенные алунит–ярозит и гётит, сидерит, кутнагорит, родохрозит, родонит, пироксмангит, ганит ZnAl_2O_4 , цинкит ZnO , халькостибит CuSbS_2 , гудмундит FeSbS , ульманнит NiSbS , нисбит NiSb_2 , самородные свинец, сурьму, олово, стистаит SnSb , ауростибит AuSb_2 , мальдонит Au_2Bi , криддлеит $\text{AuAg}_3\text{TlSb}_{10}\text{S}_{10}$.

Минеральные ассоциации серебра кардинально различны при низкой или высокой активности Te и Se в рудоносных гидротермах; при их низкой активности в рудах масса серебряных сульфосолей, в том числе богатых серебром блёклых руд, вплоть до аргентотетраэдрита; при их высокой активности серебро связано в теллуридах (гессит..) и селенидах (науманнит..).

Типичный минерал вулканогенных месторождений золота – самородный теллур. В участках его развития масса реакционных минералов – теллуристые блёклые руды вплоть до голдфилдита, алтаит, костовит, теллурантимонит, теллуриды меди. Для голдфилдита характерно высоко окисленное состояние не только теллура, но и меди, - вторая кристаллохимическая позиция в этой блёклой руде занята формально двувалентной медью, а не железом и цинком, как в обычных блёклых рудах. Характер продуктов реакций с участием теллура – индикатор интенсивности проявления золото-теллуридной стадии. Реакции с теллуристыми растворами (составы минералов реальные):

Кочбулак. $3 \text{Cu}_{10}\text{Zn}_2\text{AsSb}_3\text{S}_{13}$ (тетраэдрит)+ $3 \text{FeS}_2 + \text{AuTe}_2$ (калаверит)+ $5 \text{Te p-p} \rightarrow 6 \text{ZnS} + \text{CuFeS}_2 + \text{AuCuTe}_4$ (костовит)+ Sb_2Te_3 (теллурантимонит)+ $\text{Cu}_{10}\text{Fe}_2\text{As}_3\text{SbS}_{13}$ (теннантит)+ $6 \text{Cu}_3\text{SbS}_4$ (фаматинит)

Кайрагач. $32 \text{Cu}_{10}\text{Zn}_2\text{AsSb}_3\text{S}_{13}$ (тетраэдрит)+ $97 \text{Te p-p} \rightarrow 16 \text{Cu}_{10}\text{Cu}_2\text{As}_2\text{SbTeS}_{13}$ (Те-теннантит)+

$22 \text{Sb}_2\text{Te}_3$ (теллурантимонит)+ $64 \text{ZnS} + 5 \text{Cu}_4\text{Te}_3$ (риккардит) + $36 \text{Cu}_3\text{SbS}_4$ (фаматинит)

Озерновское. $4 \text{Cu}_{10}\text{Cu}_{0.5}\text{Zn}_{1.5}\text{As}_{0.5}\text{Sb}_{3.5}\text{S}_{13}$ (тетраэдрит)+ $5 \text{CuFeS}_2 + 17 \text{Te p-p} + 4 \text{Se p-p} \rightarrow 2 \text{Cu}_{10}\text{Cu}_2\text{AsSbTe}_2\text{S}_{11}\text{Se}_2$ (Se – голдфилдит)+ Cu_4Te_3 (риккардит)+ CuTe (вулканит)+ $5 \text{FeS}_2 + 6 \text{ZnS} +$

$3 \text{Sb}_2\text{Te}_3$ (теллурантимонит)+ $6 \text{Cu}_3\text{SbS}_4$ (фаматинит)

Обилие в вулканогенных месторождениях S, Se, As, NH_4^+ , F (Tl, Hg, In) обусловлено наличием этих компонентов в вулканических газовых струях и конденсатах из них. Наличие в этих рудах Mn, V, Sn, Ge, Ga, Mo, W, Be частью обусловлено теми же причинами, а в большей степени обусловлено выщелачиванием из вмещающих пород под действием HF-HCl-H₂S-H₂SO₄ растворов, при глубоком разложении силикатов (до "каолинового ядра" и далее до "кремневого скелета") с выносом всех элементов, кроме Si и Ti; темноцветные минералы были источником Mn, V, Sn, полевые шпаты - W, Be, те и другие - Ge, Ga и Mo. Концентрирование в рудах Sn, Be, W, Mo определялось повышенной активностью фтора во флюидах. Обилие серы привело к фиксации большей части этих элементов в сульфидах, включая моусонит $\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{SnS}_8$, гельвин $\text{Mn}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$, тунгстенит WS_2 , колусит $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{As,Sn,Sb,Ge})_6\text{S}_{32}$ киддкрикит Cu_6WSnS_8 , хемусит $\text{Cu}_6\text{MoSnS}_8$, германит $\text{Cu}_{26}\text{Fe}_2(\text{Ge,As,Ga})_6\text{S}_{32}$, майкаинит $\text{Cu}_{20}(\text{Fe,Cu})_6\text{Mo}_2\text{Ge}_6\text{S}_{32}$, овамбоит $\text{Cu}_{20}(\text{Fe,Cu,Zn})_6\text{W}_2\text{Ge}_6\text{S}_{32}$, галлит CuGaS_2 , индит CuInS_2 ; при пониженной f S₂ возникли касситерит, вольфрамит, аргутит GeO_2 , Ge- и Ga-хлориты, шеелит.

Условность термина эпитеермальные применительно к любым вулканогенным месторождениям Au. Множество месторождений трансильванского типа действительно низкотемпературные, т.е. эпитеермальные. Целый ряд крупных колчеданных месторождений также эпитеермальные, например раннеальпийский золото-медный Челопеч в болгарском Среднегорье, его рудные тела окружают диккитовые аргиллизиты, пиррофиллита нет даже на глубоких горизонтах. Многие другие месторождения трансильванского типа и колчеданные – среднетемпературные, т.е. мезотермальные, сопровождаются пиррофиллитовыми вторичными кварцитами с зунитом, - Озерновское на Камчатке, Кочбулак в Узбекистане и др. Целый ряд вулканогенных гидротермальных месторождений Au –высокотемпературные, т.е. гипотермальные, для них удачен термин А.Ф. Баддингтона – ксенотермальные. Для таких месторождений характерны вторичные кварциты с андалузитом, корундом. Гипотермальным является герцинское Рио-Тинто – крупнейшее колчеданное месторождение Земли с запасами 1 млрд. т, расположенное в Иберийском поясе Испании. В рудах этого FeS_2 -Pb-Zn-Cu гиганта содержится 1 млн. т Sn, масса In, Ge, Ga. Минеральные ассоциации и состав минералов типичных колчеданных руд Рио-Тинто поразительны. Размер гнёзд, богатых касситеритом с 13-37 масс. % олова, до 12 м в поперечнике. Касситерит Рио-Тинто содержит 3 масс. % Fe, 2 % W, 1% Ta, 0.4% In. Такие содержания тантала и вольфрама типичны для касситерита гранитных пегматитов и цвиттеров (наиболее высокоТ образований грейзеновых формаций). Сфалерит содержит 2% Cu, 1.5% In, 1 % Sn. Сфалерит такого состава характерен для наиболее высокоТ кварц-касситеритовых месторождений турмалиновой формации. "Колломорфный" пирит Рио-Тинто богат Co. В рудах развиты решётчатые сростания сфалерита и халькопирита, продукты распада весьма высокоТ твёрдых растворов, а также Ga-Ge -хлорит и Ga-Ge-биотит. Наряду с преобладающими высокотемпературными минеральными образованиями, в Рио-Тинто развиты и низкотемпературные с ртутистыми золотом и электрумом, селенистым галенитом, штрмейеритом.

Месторождения типа Карлин – Лухуми близки к типичным эпитеермальным, расположены в ореолах аргиллизитов. Руды тонкозернистые с пылеватым золотом, баритом, флюоритом, марказитом, золотоносными мышьяковистым пиритом и сернистым арсениопиритом (до 10-14 кг Au /т сульфида), антимонитом. Особенности - формирование под надвигами, при повышенном давлении до 1 кб и более, что препятствовало потере легко летучих As-Sb-Hg-Tl, обилие золото-органических соединений, сульфидов As (аурипигмент, реальгар, вакабаяшиллит, гетчелит...), сульфидов Tl (карлинит, эллисит, лорандит, христит, вейсбергит...) и Hg (киноварь, метациннабарит, галхаит, лаффитит, колорадоит...).

Минерализация близкого типа представлена осадками современных геотермальных систем Бродленс и Ротокава Ново-Зеландской вулканической островной дуги.

Список литературы

- Бабкин П.В., Сидоров А.А.** Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР // Разведка и охрана нед, 1972. № 10. С. 4-11.
- Берзон Р.О., Левитан Г.М.** Формационная классификация золоторудных месторождений Урала // Тр. ЦНИГРИ. 1985. Вып. 201. С. 75-82.
- Билибин Ю.А.** Металлогения и типы месторождений золота СССР. В кн.: Золотые месторождения Урала и Казахстана. М.: Metallurgizdat, 1947. С. 153-189.
- Ивсенс Ю.П., Левин В.И.** Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации. В кн.: Золотые формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 5-120.
- Спиридонов Э.М.** Типоморфные особенности блёклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1987. Т. 29. № 6. С. 83-91.
- Спиридонов Э.М.** Условия образования мышьяковистого теллурантимонита в вулканогенных гидротермальных месторождениях золота // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1994. № 4. С. 73-78.
- Спиридонов Э.М.** Майкаинит $Cu_{26}(Fe,Cu)_6Mo_2Ge_6S_{32}$ и овамбоит $Cu_{26}(Fe,Cu,Zn)_6W_2Ge_6S_{32}$ - новые минералы колчеданно-полиметаллических руд // Докл. РАН, 2003. Т. 393. № 6. С. 1-4.
- Спиридонов Э.М., Качаловская В.М., Ковачев В.В.** Германоколусит $Cu_{26}V_2(Ge,As)_6S_{32}$ - новый минерал // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1992. № 6. С. 50-54.
- Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А.** Месторождение медистого золота Золотая Гора (о "золото-родингитовой" формации). М.: Научный Мир, 2002. 220 с.
- Филимонов С.В., Спиридонов Э.М., Матвеев А.А., Григорян С.В., Табатабаей С.Х.** Особенности блёклых руд вулканогенных золото-полиметаллических месторождений Ирана и Армении // Зап. ВМО, 2005. Ч. 134. Вып. 3. С. 85-94.
- Шер С.Д.** Эволюция типов и условий формирования месторождений золота в геологической истории // Геология рудных месторождений, 1976. Т. 18. № 5. С. 3-14.
- Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В.** Золоторудные месторождения островных дуг Тихого Океана, М.: Недра, 1989. 244 с.
- Geologie of Kuroko deposits. Tokyo: 1974. 322 p.
- Geology and geochemistry of epithermal systems (eds. Berger B.R., Bethke P.M.). Rev. Econ. Geol. № 2. 1985. 217 p.
- Lindgren W.** Mineral deposits, 4th ed. New York-London: McGraw - Hill Book Company, 1933. 930 p.
- Emmons W.H.** Gold deposits of the World. New York-London: McGraw-Hill Book Company, 1937. 562 p.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O.** Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits - acid-sulfate and adular-sericite types // Econ. Geol., 1987. Vol. № 82. P. 1-26.
- Kerrick R., Goldfarb R.J., Groves D.I. & Garwin S.** The geodynamics of world class gold deposits: Characteristics, space-time distribution, and origins // Rev. Econ. Geol., 2000. Vol. № 13. P. 501-551.
- Marcoux E.** Gold and Volcanoes : Epithermal gold deposits, a review // C.R. Acad. Sci. Franc. Ser. 2. 1995. Vol. 321. P. 723-735.
- Mitchell A., Leach T.M.** Epithermal island arc metallogenesis, geothermal system and geology. London: Acad. Press, 1992. 457 p.
- Nesbitt B.E.** The gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust // Geology, 1988. Vol. 16. P. 1044-1048.
- Schneiderhohn H.** Lehrbuch der Erzlager Stattenkunde. Berlin. 1941. 858 p.
- Spiridonov E.M.** Listvenites and zодites // Internal. Geol. Rev., 1991. Vol. 33. P. 397-407.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО МАРГАНЦЕВОГО РУДОГЕНЕЗА

Е.В. Старикова

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, e-mail: starspb@mail.ru

В основу термодинамического анализа процессов гидротермально-осадочного марганцевого рудогенеза положены представления о формировании рудоносных отложений из субмаринных гидротермальных растворов термоконвекционной природы (модель рециклинга). Согласно этой схеме, источником рудного вещества являются породы океанической коры, метасоматическая переработка которых просачивающимися и постепенно нагревающимися морскими водами приводит к образованию гидротермального флюида, поставляющего рудные элементы к поверхности океанического дна. Чаще всего данный механизм привлекается при рассмотрении условий генезиса современных и древних колчеданных залежей, формирующихся в зоне разгрузки высокотемпературных ($T \approx 250-350^\circ\text{C}$) растворов. Эта же схема используется и для объяснения происхождения марганцевых месторождений вулканогенных областей как производных низкотемпературных ($T \leq 200^\circ\text{C}$) гидротермальных систем. Нами разработана количественная модель формирования приустьевой марганценосной постройки на открытом участке океанического дна [Старикова и др., 2004].

При моделировании процессов формирования конвективных гидротермальных систем рассматриваются три последовательные области (Гричук, 2000):

- «нисходящая ветвь», где происходит формирование флюида в результате инфильтрации морской воды к источнику тепла, ее прогрева и взаимодействия с породами океанического дна;

- «восходящая ветвь» – область подъема гидротермальных флюидов к месту разгрузки;

- «зона рудоотложения», в которой происходит осаждение рудного материала.

Термодинамическое моделирование методом многоволнового проточного ступенчатого реактора осуществлялось с помощью программ GBFLOW и GRDEP [Гричук, 2000]. Рассматривалась система из 13 элементов (H, O, K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Si, C, S, Cl), образующих 50 твердых фаз и 43 компонента водного раствора.

Нисходящая ветвь конвективной гидротермальной системы характеризуется взаимодействием морской воды с базальтами при постепенном увеличении температуры в ходе просачивания воды по трещинам. В модельных расчетах эта область представляется как реактор, состоящий из последовательности изотермо-изобарических ячеек, причем давление во всей системе постоянно и равно 500 бар, а температура увеличивается по ступеням реактора от 150 до 375°C. С ростом температуры интенсифицируется взаимодействие воды и породы, этот параметр вводится в расчеты в виде отношения количеств прореагировавших породы и воды (П/В).

Модельные расчеты выявили существование двух контрастных областей, различающихся составом гидротермального раствора и метасоматических ассоциаций. Эти области отвечают низкотемпературной части системы с флюидодоминирующим режимом ($\text{П/В} < 0,02$) (рис. 1, левая часть диаграмм) и высокотемпературной части с порододоминирующим режимом ($\text{П/В} > 0,02$) (рис. 1, правая часть диаграмм).

При флюидодоминирующем режиме, существующем в низкотемпературной части системы, раствор характеризуется низкими значениями pH (до 3), из-за постепенного накопления HCl, высоким окислительным потенциалом, благодаря активности кислорода морской воды (рис. 1б,д), и обогащается компонентами, экстрагируемыми из базальтов. Содержания кремнезема в нем могут достигать 10-14 ммоль/кг, главным образом в форме H_4SiO_4^0 , железа – 0.н ммоль/кг преимущественно в виде FeOHCl_2^- и небольших количеств Fe^{2+} и FeCl^+ , и марганца – 0.0н-0.н ммоль/кг, в основном как MnCl^+ и Mn^{2+} (рис. 1в). Содержания Na, K, Ca и C в растворе близки к их концентрациям в морской воде, но наблюдается постепенное связывание Mg и SO_4^{2-} в новообразованные фазы (рис. 1г,д). В составе равновесных апобазальтовых метасоматитов преобладают Mg-хлорит, ангидрит, кварц, гематит и каолинит (пиррофиллит); в наиболее низкотемпературной части образуются также пиролюзит и магнезит (рис. 1а).

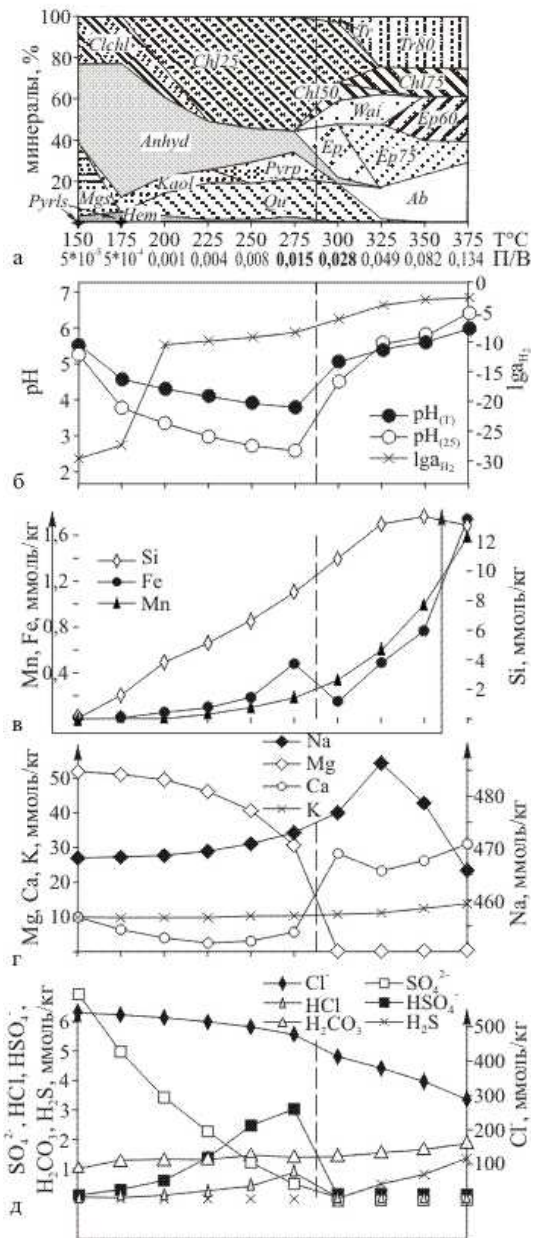


Рис. 1. Минеральный состав метасоматитов (а) и гидротермального раствора (б-д), 100-я «волна». Названия минералов и формулы:

- Qu – кварц – SiO_2
 Hem – гематит – Fe_2O_3
 Pyrls – пиролюзит – MnO_2
 Mgs – магнезит – MgCO_3
 Anhyd – ангидрит – CaSO_4
 Kaol – каолинит – $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$
 Pyrp – пиррофиллит – $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
 Clchl – клинохлор – $\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$
 Chl25 – твердый раствор дафнит(25)-клинохлор(75) – $\text{Mg}_{3,75}\text{Fe}_1\text{Al}_{1,25}(\text{Al}_{1,25}\text{Si}_{2,75}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$
 Chl50 – твердый раствор дафнит(50)-клинохлор(50) – $\text{Mg}_{2,5}\text{Fe}_2\text{Al}_{1,5}(\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{2,5}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$
 Chl75 – твердый раствор дафнит(75)-клинохлор(25) – $\text{Mg}_{1,25}\text{Fe}_3\text{Al}_{1,75}(\text{Al}_{1,75}\text{Si}_{2,25}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$
 Ep – эпидот – $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
 Ep75 – твердый раствор эпидот(75)-цоизит(25) – $\text{Ca}_2\text{Fe}_{0,75}\text{Al}_{0,25}\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
 Ep60 – твердый раствор эпидот(60)-цоизит(40) – $\text{Ca}_2\text{Fe}_{0,6}\text{Al}_{0,4}\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
 Tr – тремолит – $\text{Ca}_2\text{Mg}_3(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
 Tr80 – твердый раствор тремолит(80)-актинолит(20) – $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
 Ab – альбит – $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$
 Wai – вайрацит – $\text{CaAl}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_4$

При порододоминирующем режиме ($\text{P/B} > 0,02$), существующем на высокотемпературных ступенях, раствор обогащается восстановителями (H_2 и H_2S) (рис. 1б,д) и приобретает околонеутральные значения pH (рис. 1б). Характерной чертой флюида становится полное исчерпание Mg и S^{VI} ; содержание растворенных форм Ca и Na регулируется образованием плагиоклазов и цеолитов (рис. 1а,г,д). В растворе продолжают накапливаться Mn и Si, а в концентрации Fe при $T < 350^\circ\text{C}$ наблюдается резкий минимум (рис. 1в). С ростом температуры процесс извлечения рудных компонентов интенсифицируется. Равновесные метасоматиты слагаются эпидотом, Fe-хлоритом, актинолитом, альбитом и цеолитами (рис. 1а).

Восходящая ветвь конвективного потока (подрудная зона) характеризуется незначительным развитием метасоматических изменений. В качестве исходного флюида в этой области используется модельный раствор, полученный при расчете нисходящей ветви, охлажденный на 25°C , при этом не учитывается его взаимодействие с вмещающими базальтами ($\text{P/B} = 0$).

Состав водной и твердых фаз системы на восходящей ветви конвекции определяется составом и свойствами гидротермального раствора, сформировавшегося на предыдущем этапе циркуляции. Если взаимодействие породы и морской воды на нисходящей ветви характеризовалось флюидодоминирующими условиями, то при подъеме флюида осаждается небольшое количество кварца и ангидрита. При порододоминирующих условиях в очаге системы, в подрудной зоне образуются кварц, сульфиды и алюмосиликаты. Состав и свойства модельного раствора во всех случаях изменяются незначительно.

В зоне рудоотложения гидротермальный флюид, смешиваясь с придонными водами, теряет часть рудной нагрузки в результате чего образуется приустьевая постройка. Каждая новая порция флюида просачивается через рудное тело, взаимодействуя с ним, а затем смешивается с морской водой, что приводит к осаждению новых фаз, осуществляющих прирост постройки. Для расчета по этой схеме использовалась программа GRDEP [Гричук, 2000].

Продуктами отложения высокотемпературных флюидов являются кварц, пирит и магнетит (цветные металлы в расчет не вводились). Осаждение марганца вблизи источника в таких системах невозможно из-за высокой восстановленности среды. Таким образом, растворенный марганец уходит в составе гидротермального плюма и рассеивается в водной толще.

Необходимые условия для кристаллизации марганца непосредственно у устья гидротермы создаются в низкотемпературных системах, характеризующихся флюидодоминирующим режимом взаимодействия базальтов с морской водой на нисходящей ветви конвекции ($P/V < 0,02$). На океаническом дне из таких низкотемпературных ($< 150^\circ\text{C}$), кислых ($\text{pH}_{25} \approx 3,5$), окислительных растворов отлагаются оксидные формы рудных элементов – кварц, гематит и пиролюзит. Причем, градиенты температуры, pH и окислительного потенциала в зоне рудоотложения приводят к дифференциации вещества: в приустьевой зоне откладывается железо-кремнистый материал, а марганец осаждается лишь в наиболее удаленных от устья периферийных частях рудной залежи. Зональность рудного тела сохраняется на протяжении всего периода жизнедеятельности гидротермальной системы – вновь поступающие порции раствора растворяют и переотлагают марганцевые минералы во внешние части растущего рудного тела.

Предложенная модель хорошо согласуется с природными и экспериментальными данными. Расчеты воспроизводят состав апобазальтовых метасоматитов, как по набору минералов, так и по составу промежуточных членов изоморфных рядов. В отношении поведения компонентов раствора также достигнуто хорошее соответствие экспериментальным данным.

Моделирование зоны рудоотложения выявило характерную для океанских марганцеворудных объектов зональность, набор же рудных минералов, полученный в расчетах, отличен. Для океанских объектов наиболее типичны тодорокит, бёрнессит и аморфные Mn-оксигидроксиды, а в составе железо-кремнистой части отложений преобладают аморфные кремнезем и Fe-оксигидроксиды, гетит, изредка гематит и нонтронит. Различия модельных и природных минеральных форм обусловлены тем, что в расчетах равновесий не может быть учтена скорость кристаллизации, и поэтому метастабильные аморфные фазы, наблюдаемые в природных обстановках, в модельных расчетах «заменяются» на термодинамически более стабильные кварц, гематит и пиролюзит.

Таким образом, согласно результатам термодинамического моделирования, гидротермально-осадочные марганцеворудные залежи образуются при поступлении на океаническое дно низкотемпературных ($< 250^\circ\text{C}$), кислых ($\text{pH}_{25} \approx 3,5$), окислительных гидротермальных растворов термоконвекционной природы, сформированных при флюидодоминирующем режиме взаимодействия морской воды с подстилающими базальтами ($(P/V_{ij})_{\text{max}} < 0,02$). По породам развивается метасоматическая ассоциация цеолитовой фации: клинохлор, ангидрит, кварц, гематит и каолинит (или пирофиллит). Градиенты температуры, pH и окислительного потенциала в зоне рудоотложения приводят к придонной дифференциации вещества: в приустьевой зоне отлагается кварц и гематит, а марганец накапливается в периферийной части постройки в виде пиролюзита.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 08-05-00415).

Список литературы

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.

Старикова Е.В., Брусницын А.И., Жуков И.Г. Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал: строение, состав, генезис. СПб: Наука, 2004. 230 с.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Ю.В. Фролова¹, В.М. Ладыгин¹, С.Н. Рычагов²

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: skalka@geol.msu.ru

² Институт Вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: rychnsn@kscnet.ru

Введение. В течение двух десятилетий авторами проводятся исследования петрофизических свойств гидротермально измененных вулканогенных пород Курило-Камчатского региона. Под “петрофизическими свойствами” понимаются физические и механические характеристики горных пород – плотность, пористость, проницаемость, водопоглощение, упругие и прочностные показатели, магнитные и тепловые характеристики, определяемые лабораторными методами [Трофимов, Королев, 1994]. Показано, что в пределах гидротермальных систем под действием термальных вод различной температуры, кислотности-щелочности, химического состава породы испытывают значительные преобразования минерального состава и структуры порового пространства, в результате которых существенно, а в некоторых случаях радикально, меняются их свойства. В зависимости от разных факторов тенденция изменения свойств может быть различна. В одних случаях происходит “улучшение” свойств породы, т.е. ее уплотнение, упрочнение, снижение пористости и проницаемости, в других случаях наблюдается “ухудшение” свойств – разуплотнение, разупрочнение, появление вторичной пористости и проницаемости, появление гигроскопической влажности, повышение влагоемкости [Структура..., 1993; Фролова и др. 1999, 2008; Ladygin et. al., 2000]. Классическим примером кардинальных петрофизических изменений является превращение массивов вулканогенных пород (базальтов, туфов) в пластичные глинистые толщи, которые нередко встречаются на термальных полях. В качестве противоположного примера можно привести превращение слаболитифицированных высокопористых туфов в прочные и плотные высокотемпературные пропилиты и вторичные кварциты. В общем случае, петрофизические преобразования пород вызывают ряд изменений в гидротермальной системе: меняется структура проницаемости вмещающей толщи, напряженное состояние массива, упруго-пластичное состояние пород, а это в свою очередь отражается на гидрохимическом и термодинамическом режимах системы.

По результатам изучения петрофизических преобразований на разных гидротермальных системах (ГТС) Курило-Камчатского региона (Паужетская, Мутновская, Кошелевская, Эссовская, Северо-Парамуширская, вулкана Баранского) выявлены основные факторы, контролируемые изменение свойств при гидротермальном процессе. К ним относятся особенности первичной породы, РТ-условия в системе, химический состав и рН флюида, фазовое состояние флюида (пар, жидкость, кипение), продолжительность взаимодействия флюид-порода. Ниже рассматривается вклад каждого фактора в изменение свойств вулканогенных пород.

Особенности первичной породы. Характер и интенсивность петрофизических преобразований во многом зависит от того, какая порода подвергается изменению. Факторами, способствующими гидротермальной переработке являются высокая пористость и проницаемость, микротрещиноватость, слабая цементация, стекловатая структура, основной (базальтовый) состав вулканитов. К факторам, затрудняющим гидротермальную переработку, относятся плотные, массивные текстуры, низкая пористость, полнокристаллические структуры, кислый состав вулканитов.

Вмещающими породами гидротермальных систем Курило-Камчатского региона являются вулканиты, представленные субвулканическими, вулканическими и вулканокластическими породами неоген-четвертичного возраста. При сравнении свойств этих пород выявились значительные различия (рис. 1).

Эффузивные и экструзивные породы (базальты, андезиты), как правило, плотные ($\rho_{\text{сред}}=2,6 \text{ г/см}^3$) и прочные ($R_{\text{ср}}=150 \text{ МПа}$), с высокими значениями деформационных свойств ($V_{\text{р ср}}=4,55 \text{ км/с}$), низкой пористостью ($n_{\text{ср}}=8\%$) и проницаемостью. Вследствие малой проницаемости они отличаются низкой скоростью гидротермальной переработки. Обычно лавовые потоки формируют экранирующие горизонты в структуре ГТС, хотя в некоторых

случаях они образуют резервуары термальных вод трещинного типа. Происхождение трещиноватости может быть различно. Это могут быть первичные петрогенетические трещины, образованные под действием напряжений, возникающих при остывании лавового потока. Однако больший вклад в проницаемость ГТС вносит вторичная трещиноватость, имеющая тектоническую природу. Эта трещиноватость весьма интенсивна, поскольку исследуемый регион находится в тектонически активной области.

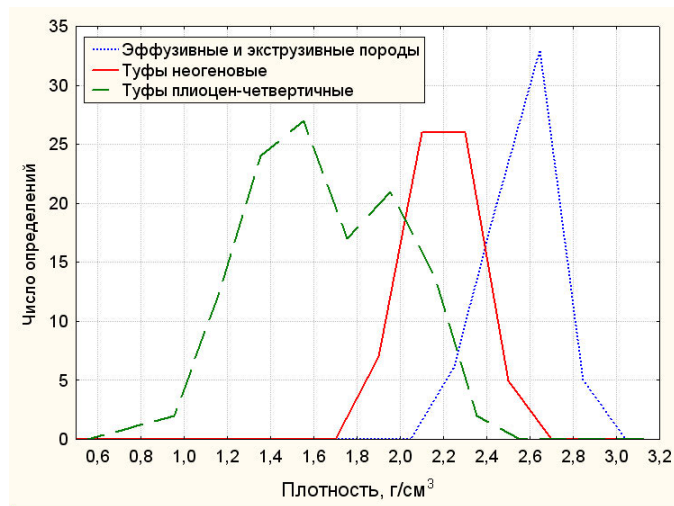


Рис. 1. Сравнительная характеристика вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород Курило-Камчатского региона. Гистограмма плотности.

Вулканокластиты (туфы, туффиты, гиалокластиты) отличаются пониженными значениями физико-механических характеристик, высокой пористостью и проницаемостью. Вследствие высокой проницаемости они интенсивно перерабатываются термальными водами. При этом неогеновые вулканокластиты (средние значения показателей: $\rho=2,2 \text{ г/см}^3$;

$n=20\%$; $V_p=2,4 \text{ км/с}$, $R_c=45 \text{ МПа}$) обладают более высокими показателями свойств, по сравнению с четвертичными породами (средние значения показателей: $\rho=1,6 \text{ г/см}^3$; $n=38\%$; $V_p=2,15 \text{ км/с}$, $R_c=23 \text{ МПа}$), что связано с более высокой степенью литификации первых. Вулканокластиты представляют собой наиболее распространенный тип пород, слагающих геотермальный резервуар. Обычно они образуют резервуары порового или порово-трещинного типа, хотя в некоторых случаях они слагают экранирующие горизонты. Наиболее изученным примером является Паужетское геотермальное месторождение, основной резервуар которого сложен слабощементированными крупнообломочными туфами, а верхний водоупор (“шапка”) - тонкообломочными аргиллитизированными туфами. Последние, несмотря на высокую пористость ($n=30-50\%$) образуют водонепроницаемый слой. Причина в том, что поры характеризуются ультра-малым размером и заполнены связанной водой, что делает пористость не эффективной для флюидов. Пласт содержит поровые растворы, но фильтрации воды практически не происходит.

Изначальная разница в свойствах пород приводит к различным тенденциям изменений этих показателей под воздействием термальных вод.

РТ-условия в системе. Температура и давление в системе кардинально влияют на изменение свойств пород. Проиллюстрируем это на примере Мутновской ГТС. Туфы, измененные в приповерхностных условиях под действием низкотемпературных термальных вод ($T < 100-150 \text{ }^\circ\text{C}$) характеризуются пониженными значениями свойств (рис.2). Так, скорость распространения продольных волн (V_p) не превышает $3,0 \text{ км/с}$, плотность (ρ) - менее $2,0 \text{ г/см}^3$, прочность (R_c) не превышает 50 МПа , пористость (n) более 20% ; они, как правило, содержат гигроскопическую влагу до 5% . И напротив, туфы, измененные под действием высокотемпературных вод ($T > 200 \text{ }^\circ\text{C}$) на глубине нескольких сотен метров являются плотными ($\rho > 2,5 \text{ г/см}^3$), прочными ($R_c > 70 \text{ МПа}$), с высокими значениями $V_p > 4 \text{ км/с}$ и низкой пористостью ($n < 10\%$); гигроскопическая влага исчезает (Фролова, Ладыгин, 2008). Аналогичные зависимости наблюдаются и на других ГТС.

Таким образом, *высокотемпературные флюиды* вызывают четкую тенденцию петрофизических изменений – уплотнение, упрочнение, снижение пористости и проницаемости, удаление гигроскопической влаги. Эта тенденция наблюдается независимо от состава раствора. Она является результатом развития высокотемпературных вторичных минералов, заполняющих поры и трещины, замещающих базис и фенокристаллы породы. Контакты между зернами становятся более крепкими и прочными, исчезает межобломочная/межзерновая микропористость, характерная для неизменных вулканитов – все это усиливает цементацию породы.

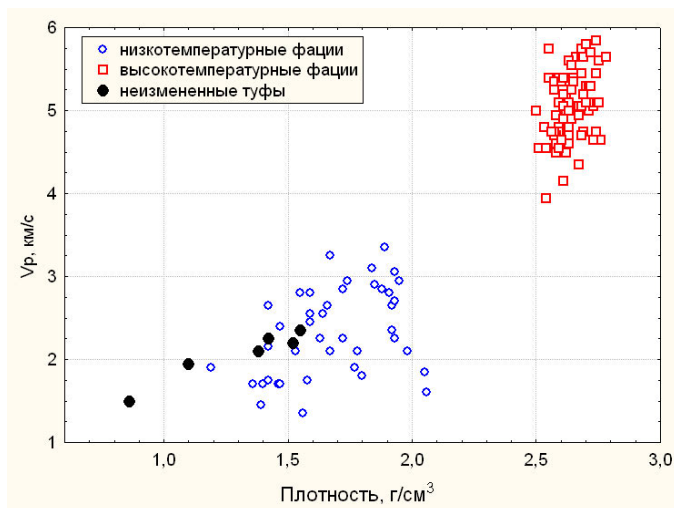


Рис. 2. Сравнительная характеристика туфов Мутновской ГТС, измененных под действием низко- и высокотемпературных термальных вод. График зависимости скорости распространения продольных волн от плотности.

вторичными. Выщелачивание увеличивает пористость, снижая плотность и физико-механические свойства породы. Заполнение пор приводит к обратному эффекту в изменении свойств.

Кроме того, изменение свойств зависит от состава вторичных минералов, среди которых наиболее распространены опал, тридимит, кристобалит, халцедон, каолинит, алуниит, монтмориллонит, высококремнистые цеолиты. Между тем, различные минеральные ассоциации являются результатом воздействия термальных вод различного химического состава и кислотности-щелочности, т.е. здесь проявляется влияние следующего фактора – химического состава флюида. В частности, опалиты формируются под воздействием сернокислотного выщелачивания, вызываемого кислыми сульфатными водами с pH 2-3. Образующиеся при этом кремнистые минералы - опал, халцедон, кварц, тридимит, кристобалит формируют жесткую структуру и повышают механические свойства породы, несмотря на высокую пористость и низкую плотность. Повышение pH флюида до 4-5 обычно приводит к образованию алуниита и глинистых минералов группы каолинита, в результате чего снижаются прочностные и деформационные свойства породы, появляется гигроскопическая влажность, снижается проницаемость. Под действием углекислых флюидов с pH 5-6 формируются смектиты, составляющие основу зоны гидротермальных аргиллитов. Замещая первичные минералы, смектиты вызывают заметное снижение механических свойств; кроме того, образующиеся аргиллитизированные породы неустойчивы при взаимодействии с водой вследствие размокания и набухания. Смектиты, как правило, заполняют поры и трещины и резко снижают проницаемость всей толщи пород, формируя водонепроницаемый слой.

Следует отметить, что в некоторых случаях петрофизические преобразования, вызванные низкотемпературными термальными водами, не подчиняются обычной закономерности, заключающейся в повышении упруго-прочностных свойств при уплотнении породы. В частности, при опалитизации упругие и прочностные свойства значительно повышаются, несмотря на отсутствие уплотнения породы и высокую пористость. В случае аргиллитизации, напротив, происходит уплотнение породы, однако при этом снижаются упругие и прочностные свойства, приобретаются пластические свойства. Гигроскопия низкотемпературных пород изменяется в широких пределах и зависит от состава вторичных минералов: опалиты не гигроскопичны, наиболее гигроскопичны – аргиллитизированные породы со смектитом.

Полученные данные свидетельствуют о том, что тенденция изменения свойств пород под действием низкотемпературных флюидов носит сложный характер и должна тщательно изучаться в каждом конкретном случае.

Продолжительность гидротермального процесса. Проведено сравнение трех гидротермальных систем - Паужетской, Мутновской и вулкана Баранского, функционирующих в течение разного времени и находящихся на разных стадиях развития. Из рассматриваемых систем Паужетская ГТС является наиболее древней, в настоящее время на регрессивной стадии развития, Мутновская ГТС проходит экстремальную стадию развития, ГТС вулкана Баранского является наиболее молодой, на прогрессивной стадии развития [Рычагов и др., 2005]. Гидротермальные зоны Паужетской системы интенсивно переработаны и поэтому в петрофизическом плане однородны. Первоначально различные породы, слагающие ГТС,

интенсивно изменялись в течение продолжительного времени и постепенно трансформировались в однородные горизонты. Таким образом, к настоящему времени система достигла определенной стабильности в петрофизическом преобразовании. Похожая картина наблюдается для Мутновской ГТС, где гидротермальные зоны также обособлены. Иная картина характерна для ГТС вулкана Баранского. Гидротермальные зоны (особенно низкотемпературные) неоднородны – они характеризуются широким разбросом значений петрофизических характеристик. Это обусловлено различной степенью гидротермальной переработки пород; гидротермальные преобразования в настоящее время не закончены.

Выводы.

1. Термальные воды приводят к заметным петрофизическим преобразованиям вмещающих пород, что в свою очередь изменяет структуру проницаемости ГТС и отражается на ее гидрохимическом и термодинамическом режимах.

2. Петрофизические преобразования носят разнонаправленный характер. Основными факторами, контролирующими изменение свойств при гидротермальном процессе, являются особенности первичной породы, РТ-условия в системе, химический состав и рН флюида, фазовое состояние флюида, продолжительность взаимодействия флюид-порода;

3. Выявлено резкое отличие по свойствам, степени гидротермальной переработки и характеру проницаемости между эффузивными и экструзивными породами - с одной стороны, и вулканогенно-обломочными породами - с другой стороны. Изначальная разница в свойствах пород приводит к различным тенденциям изменений этих показателей под воздействием термальных вод.

4. Высокотемпературные флюиды, независимо от состава раствора, вызывают четкую тенденцию петрофизических изменений – уплотнение, упрочнение, снижение пористости и проницаемости, удаление гигроскопической влаги. Петрофизические изменения, вызванные воздействием низкотемпературных растворов более сложны и многообразны. Они зависят от того, какой процесс преобладает – выщелачивание породы, отложение вторичных минералов в порах и трещинах или замещение первичных минералов.

5. Изменение свойств пород зависит от продолжительности гидротермального процесса. В целом, гидротермальные системы характеризуются неоднородностью и избирательностью переработки, и как следствие, петрофизической неоднородностью всей структуры. Однако при продолжительном воздействии термальных вод в структуре ГТС постепенно формируются петрофизически однородные зоны, и система становится более стабильной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 07-05-00118-а, 08-05-00374-а).

Список литературы

Рычагов С.Н., Коробов А.Д., Главатских и др. Эволюция метасоматических процессов в структуре гидротермально-магматических систем островных дуг // Материалы международного полевого Курило-Камчатского семинара “Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма” 16 июля-6 августа 2005, С. 207-216.

Структура гидротермальной системы. Коллективная монография. М.: Наука, 1993. 300 с

Трофимов В.Т., Королев В.А. Методы изучения физических свойств грунтов. В кн.: Практикум по грунтоведению, 1993. С. 168-214.

Фролова Ю.В., Голодковская Г.А., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. О природе инженерно-геологических свойств гидротермально-метасоматических пород Курило-Камчатского региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер 4. Геология, 1999. № 3. С. 36-42.

Фролова Ю.В., Ладыгин В.М. Петрофизические преобразования пород Мутновского вулканического района (Южная Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле № 1(выпуск 11), 2008. С. 158-170.

Ladygin V., Frolova J, and Rychagov S. Formation of composition and petrophysical properties of hydrothermally altered rocks in geothermal reservoir // Proceedings of the World Geothermal Congress, 2000. Japan. P. 2695-2699.

ПОСТРОЕНИЕ ТРЕХМЕРНОЙ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ СЕВЕРО-ПАРАМУШИРСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ РАЗГРУЗКИ ГЕОТЕРМАЛЬНОГО ТЕПЛА

О.Р. Хубаева, С.Н. Рычагов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: grifon03@yandex.ru

Парамушир является вторым по площади островом Большой Курильской гряды (после о-ва Итуруп). Его северную часть образует хребет Вернадского, состоящий из цепочки слившихся вулканов четвертичного возраста. В районе действующего вулкана Эбеко и считающегося потухшим вулкана Неожиданный разгружаются сульфатно-хлоридные, сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные от слабокислых до ультракислых термальные воды, обладающие смешанным катионным составом (Ca, Mg, Na, Mn, K, Fe, Al, As, редкие щелочи и редкоземельные элементы) и минерализацией от 100 мг/л до 70 г/л [Калачева, 2004]. Глубинные напорные воды выходят на дневную поверхность и на многих других участках хребта Вернадского. На восточном склоне хребта, прилегающем к г. Северо-Курильск, в недрах Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы на основании глубокого бурения и общей оценки выноса тепла установлено Северо-Курильское геотермальное месторождение прогнозной мощностью 98 МВт, на 100 лет эксплуатации [Белоусов и др., 2002]. Но данное месторождение контролирует только небольшую часть геотермального тепла, аккумулированного в горных породах и парогидротермах района [Рычагов и др., 2004; Хубаева и др., 2005]. В связи с научной и практической необходимостью оценки параметров восходящего теплового потока в недрах хребта Вернадского нами продолжены геоморфологические, гидрогеологические и геологические исследования с целью построения трехмерной цифровой морфоструктурной модели Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы.

Современные и новейшие разрывные тектонические нарушения выделены с использованием методики Н.П. Костенко, модернизированной И.В. Флоринским и др. авторами [Курякова, Флоринский, 1991]. Методика основана на том, что при структурно-геоморфологическом дешифрировании топографической карты линейное расчленение рельефа отражает наиболее благоприятные условия эрозии [Костенко, Брянцева, 2004]. Эрозия активно проявляется в зонах повышенной трещиноватости и дробления пород, и в рыхлых отложениях над этими зонами. Проработка зон флювиальными процессами, а в случае деятельности гидротермально-магматических систем – и восходящими потоками парогидротерм или инфильтрацией смешанных термальных и метеорных вод, может проявиться под покровами лав и других четвертичных отложений. Такое дешифрирование топографической карты масштаба 1:50 000 позволило выявить систему линейных и кольцевых структур, а также блоков горных пород в северной части о-ва Парамушир (рис. 1).

Линейные разрывные нарушения представляют собой сочетание разрывов различных простираний. Вдоль осевой линии хребта Вернадского выделяется субмеридиональная зона, состоящая из системы разломов ССВ (куруло-камчатского) направления. Она смещается поперечными разломами, имеющими, в основном, СЗ простирание. По некоторым из этих разломов установлена сбросовая составляющая, фиксируются правосдвиговые смещения. Субширотные зоны разрывных нарушений менее выражены в рельефе хребта Вернадского. Однако, именно за счет них выделяется серия троговых долин рек Левашова, Северянка, Птичьа и Наседкина (с юга на север – см. рис. 1), приуроченных к тихоокеанскому побережью о-ва Парамушир. Эти зоны подчеркивают грабенообразные поперечные геологические структуры, заложенные, вероятно, в нижнем неогене. Структуры сложены вулканогенно-осадочными породами, возраст которых принято датировать средним миоценом – плиоценом [Геолого-геофизический атлас..., 1987]. Формирование сопряженной системы разломов может быть следствием субмеридиональных сжимающих усилий с пологой или субгоризонтальной ориентировкой векторов сжатия и растяжения, что согласуется с общими представлениями о геотектонике региона. Так, в работе [Трифонов, 1999] отмечается, что для неотектонического этапа эволюции структур на Камчатке характерны правосдвиговые разломы СВ и левосдвиговые СЗ простираний; ось максимального сжатия направлена вкрест и под некоторым

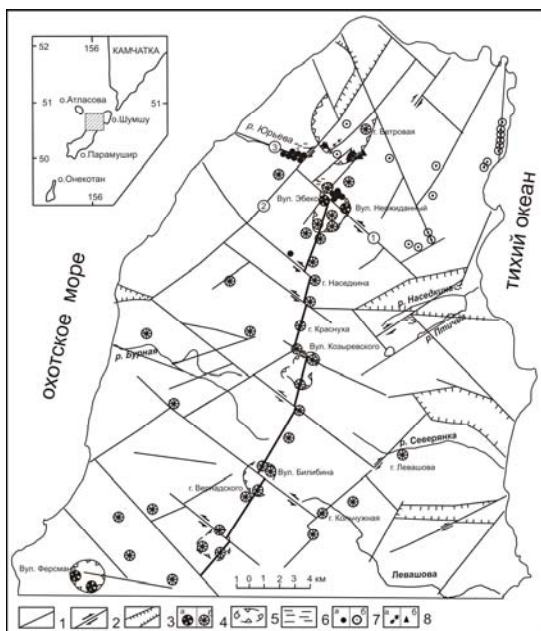


Рис. 1. Карта-схема разрывных тектонических нарушений северной части о-ва Парамушир, выделенных на основании дешифрирования топографической карты масштаба 1:50 000, анализа геоморфологических и геологических данных. 1 - разрывные нарушения не ясного происхождения; 2 - сдвиги; 3 - грабенообразные структуры; 4 - вулканы (а - действующие, б - потухшие); 5 - границы кальдер; 6 - сектора локальных растяжений; 7 - источники, а - высокотемпературные гидротермы, б - смешенные термальные и холодные воды; 8 - интрузивные и субвулканические образования (а - дайки, б - некки). Цифры в кружочках - номера разломов: 1 - Эбеко-Кузьминский, 2 - Западная региональная зона отрыва, 3 - Юрьевский глубинный.

углом к простиранию Курило-Камчатской островной дуги. Для изучения направленности смещений пород по разломам выполнен анализ тектонических напряжений с использованием данных регистрации очагов землетрясений за период с 28.01.2002 г. по 18.12. 2004 г. (данные представлены КОМСП ГС РАН). Построения выполнены с помощью сетки Вульфа и конической палетки О.И. Гущенко [Гущенко, 1979].

В общем поле современных тектонических напряжений ось растяжения направлена по азимуту $205 < 30$, а ось сжатия ориентирована $116 < 0$, что согласуется с диагональной системой сдвигов в северной части о-ва Парамушир. К участкам сочленения разломов СВ и СЗ простираний приурочены конусы и кратеры действующих и потухших вулканов, отдельные взрывные воронки, шлаковые конусы, андезидацитовые экструзии. Кольцевые структуры служат ограничениями центральных кальдер таких крупных вулканических построек, как вулканы: Влодавца (район г. Ветровая), сдвоенных построек Эбеко - Неожиданный, Козыревского - 1072, Билибина - Вернадского, Ферсмана. Используемая в настоящей работе методика дешифрирования не позволяет выделить всю систему разломов, определяющих строение этих крупных вулкано-тектонических структур, поскольку территория перекрыта покровами лав андезитов и андезибазальтов: общая мощность покровов ближе к осевой зоне хребта Вернадского достигает 500-700 м. Однако, на основании геологических данных [Федорченко и др., 1989; Рычагов и др., 2004] можно утверждать, что выделенные на рис. 1 кольцевые структуры, скопления кратеров и конусов фиксируют приповерхностные области современных и новейших деформаций в крупных длительноживущих (в течение всего четвертичного периода или более) вулкано-тектонических структурах. Одним из наиболее геодинамически напряженных участков является северная оконечность хребта Вернадского. В этом, выделенном ранее крупном тектоническом блоке*, находятся постройки вулканов Эбеко, Неожиданный, Влодавца; к субширотному разлому р. Юрьева и кратерной области влк. Эбеко приурочены разгрузки металлоносных кислых высокотемпературных терм, к разрывным нарушениям различного простирания и узлам их пересечения тяготеют выходы слаботермальных и грунтовых вод. На основании детальных работ нами откартированы некки (останцы экструзий и субвулканических тел), трассирующие кромку эрозионной кальдеры влк. Влодавца, и дайки андезибазальтов, выполняющие субмеридиональные трещины (радиальные по положению в кальдере).

* С.Н. Рычагов и др. Исследование гидротермально-магматических систем, геотермальных и рудных месторождений, создание геолого-геохимических моделей гидротермально-магматических систем как основа для постановки поисково-разведочных работ на геотермальных месторождениях. Слежение за вулканом Эбеко // Научно-технический отчет по Федеральной целевой программе социально-экономического развития Курильских островов Сахалинской области до 2005 г. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 2000. 204 с.

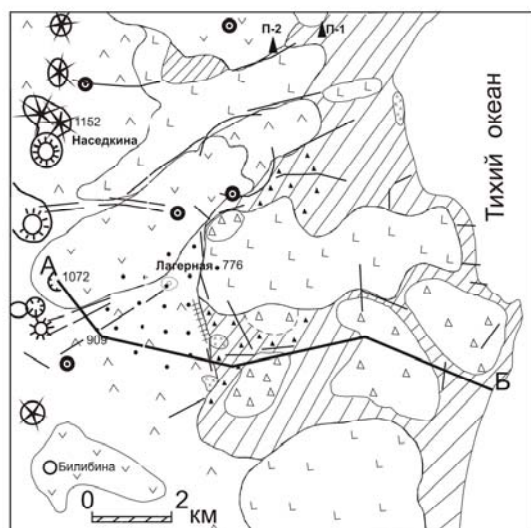


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка Утёсный Северо-Парамуширского геотермального района. 1 – вулканогенно-осадочные отложения, мелко-тонкообломочные туффиты (N_2); 2 - лавы и туфы базальтов (Q_{1-2}); 3 - лавы андезитов (Q_4); 4 - лавы андезитов, андезибазальтов (Q_{2-3}); 5 – отложения обвалов; 6 – интрузивные и субвулканические тела; 7 – кварцево-жильная зона; 8 – гидротермально-метасоматические изменения (а – в породах неогена; б – в лавах и туфах); 9 – разрывные тектонические нарушения; 10 – слаботермальные источники; 11 – конусы вулканов и вершинные кратеры. П-1, П-2 – глубокие геотермальные скважины.

Участок Утесный служит одним из полигонов детальных геологических и геоморфологических исследований на площади развития Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы (рис. 2). Интрузивные тела габбро-диоритов, зоны гидротермально-метасоматических изменений (от среднетемпературных эпидот-кварц-хлоритовых пропилитов до вторичных кварцитов), включающие отдельные гематитовые проявления, крупная кварцево-жильная зона, воронки взрыва с гидротермальными брекчиями (озеро Изумрудно-Голубое), источники слаботермальных гидрокарбонатно-сульфатных вод – приурочены к тектоническому узлу, образованному на пересечении СВ зоны разломов р. Птичьа и субширотной троговой долины р. Северянка. Активная тектоно-магматическая, метасоматическая и гидротермальная деятельность, в т.ч. минерало-рудообразование, по-видимому, определяются структурным положением данного блока. Блок сложен вулканогенно-осадочными породами фундамента, мощной толщей туфов андезитов и андезидацитов нижне-среднечетвертичного возраста и перекрывающими их лавами андезитов. Породы фундамента и туфы прорываются субвертикальными интрузиями габбро-диоритов и дайками андезибазальтов (рис. 3). Блок образован между двумя крупными щитовыми вулканами нижнечетвертичного возраста [Федорченко и др., 1989] на склоне длительноживущей вулкано-тектонической структуры с вулканами Козыревский и 1072. Все это, по-видимому, предопределило наличие в недрах данного тектонического блока локального источника деформаций и теплового и рудного питания гидротермально-магматической системы.

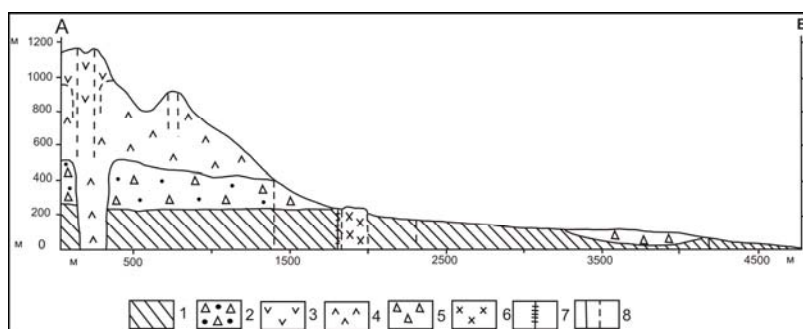


Рис. 3. Геологический разрез по линии А-Б (см. рис. 2). 1 – вулканогенно-осадочные отложения (N_2); 2 – туфы андезитовые (Q_{1-3} ?); 3 – лавы андезитов (Q_4); 4 – Лавы андезитов, андезибазальтов (Q_{2-3}); 5 – отложения обвалов (Q_4); 6 – субвулканические тела (интрузии) габбро-диоритов (Q_{1-3} ?); 7 – кварцево-жильная зона; 8 – разломы.

Таким образом, на основании дешифрирования топографических карт масштаба 1:50 000 и проведения дополнительных геоморфологических и геологических исследований уточнена схема новейших и современных тектонических деформаций северной части острова

Парамушир, построенная ранее [Khubaeva et al., 2006]. Выявлена система блоков горных пород, границами которых служат кольцевые и линейные тектонические нарушения, проницаемые для парогидротерм или залеченные гидротермальными новообразованиями. Геодинамически наиболее напряженные участки выделяются за счет наложения локальных систем разрывных нарушений на зоны сочленения региональных разломов, имеющих различные направления (от субмеридионального до субширотного) и возраст (от нижнечетвертичного до современного). В частности, такие участки диагностируются в центральной области Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы и на ее периферии над локальными источниками деформаций и температурных аномалий, которыми служат малые интрузии диоритов – габбро-диоритов. Как правило, к этим геологическим структурам, характеризующимся длительной эволюцией тектоно-магматических, гидротермально-метасоматических и рудообразующих процессов, приурочена близповерхностная и скрытая глубинная разгрузка геотермального тепла. Продолжение комплексных геолого-геоморфологических исследований позволит создать трехмерную цифровую модель Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы, выделить в ее структуре зоны, контролируемые восходящие высокотемпературные газо-гидротермальные потоки и нисходящие инфильтрационные воды.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09-05-00022а) и Президиума ДВО РАН (проекты 09-II-CO-08-006, 09-III-A-08-418, 09-III-B-08-471).

Список литературы

Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология, 2002. № 1. С. 34-50.

Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.

Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С.26-51.

Калачева Е.Г. Геохимические особенности подземных вод в области активного вулканизма (на примере хребта Вернадского, о. Парамушир, Курилы) // Автореф. дисс. к.г.-м.н., Новосибирск, 2004. 25 с.

Костенко Н.П., Брянцева Г.В. К проблеме структурно-геоморфологического дешифрирования в условиях закрытых пространств // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. № 4. 2004. С. 34-38.

Курякова Г.А., Флоринский И.В. Анализ пространственных отношений структур центрального типа, топографии и педологии. Пушкино: Ин-т почвоведения и фотосинтеза, 1991. 14 с.

Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю., Курбатов А.В., Несмачный И.А. Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 1 // Вулканология и сейсмология, 1993. № 3. С. 69-81.

Рычагов С.Н., Пушкарев В.Г., Белоусов В.И. и др. Северо-Курильское геотермальное месторождение: геологическое строение и перспективы использования // Вулканология и сейсмология, 2004. № 2. С. 56-72.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с. (Тр. ГИН РАН. Вып 514).

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 238 с.

Хубаева О.Р., Шульга О.В., Котенко Л.К., Котенко Т.А. Морфоструктура и оценка выноса тепла в северной части острова Парамушир // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма (материалы международного Курило-Камчатского семинара, 16 июля – 6 августа 2005 г.). Петропавловск – Камчатский: «ОТТИСК», 2005. С. 181 – 194.

Khubaeva O.R., Briantseva G.V., Sim L.A. Analysis of Recent Deformations in North-Paramushir Geothermal District (The Kuril Islands, Russia) // GRC Annual Meeting, 2006. September 10-13, San Diego, USA. P. 669-674.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ

И.В. Чаплыгин, М.А. Юдовская

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, e-mail: ichap@igem.ru, e-mail: maiya@igem.ru

Высокотемпературные вулканические флюиды справедливо рассматриваются как аналоги рудообразующих флюидов и, таким образом, представляют собой ценный источник информации для понимания поведения элементов при газо-гидротермальном рудообразовании [Williams-Jones & Heinrich, 2005; Giggenbach, 2003].

В последнее время с развитием локальных методов анализа (ИСП-МС с лазерной абляцией) резко возросло количество аналитических данных по содержаниям металлов во флюидных включениях [Williams-Jones & Heinrich, 2005; Heinrich, 2005]. Эти данные наряду с ограниченным числом экспериментальных и расчетных термодинамических данных предполагают, что по крайней мере такие металлы как медь, золото и мышьяк могут более эффективно переноситься малоплотной газовой фазой по сравнению с плотными жидкими гидротермальными растворами.

Для того чтобы оценить транспортирующую и рудообразующую способность высокотемпературных вулканических газов мы проводим в течение последних 8 лет опробование газов, конденсатов и сублиматов активной фумарольной системы вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курилы). При анализе вещества, представленного газообразной, жидкой и твердой фазой, используются как классические методы анализа (химическое и хроматографическое определение), так и современные инструментальные методы (ИСП-МС, ААС, ИНАА, РФА, СЭМ, РСА).

Вулкан Кудрявый замечателен тем, что его фумарольная система действует стационарно более 100 лет, при этом температура газов достигает 940 °С [Коржинский и др., 2002]. В кратерной части вулкана расположено четыре высокотемпературных поля ($T > 200^{\circ}\text{C}$) общей площадью около 2600 м² и несколько низкотемпературных площадок. На основе данных по прямому измерению скоростей фумарол, полученных в 1993–1995 гг., средняя величина расхода газа была оценена как 115±30 г/с с 1 м², а валовая эмиссия фумарольных газов - 30000±7500 т/сутки [Бочарников и др., 2008]. Изучение металлоносности газов этого вулкана проводилось с 1991 г. Накопленные к настоящему периоду данные по концентрациям элементов в газах вулкана Кудрявый являются крайне противоречивыми и по содержанию рения, например, различаются на три порядка - от первых ppb по данным анализа жидких конденсатов вулканического газа до первых ppm по данным адсорбционного метода (анализировался сорбент, через который пропущено определенное количество газа). В нашем исследовании концентрации металлов в газах оценены не только разными аналитическими методами, но и с помощью разных методов пробоотбора: жидких конденсатов и в колбы Гиггенбаха с аммиачными зарядками [Sortino et al., 2006]. Полученные с помощью двух методов пробоотбора новые данные хорошо согласуются между собой и совпадают с полученными прежде данными по конденсатам [Taran et al., 1995; Wahreberger et al., 2002; Fischer et al., 1998]. Следует учесть, что при использованных методах пробоотбора, мы не можем получить завышенные данные, так как часть вещества неизбежно оседает в газоотборных трубках. Концентрации рения, меди и золота в высокотемпературных газах составляют первые ppb (рис. 1). Вместе с этим отдельные высокие содержания рения в конденсате (до 210 ppb) были получены ранее методом изотопного разбавления, что может быть связано с попаданием твердых частиц.

Полученные концентрации золота и меди в газе гораздо ниже содержаний, установленных в существенно-газовых флюидных включениях в рудах медно-порфировых месторождений. Вместе с этим полученный порядок концентраций обеспечивает не только кристаллизацию отдельных минеральных фаз золота, рения и других металлов (рис. 2), но и приводит к формированию в фумарольной системе богатых рудных образований, хотя и в небольших масштабах.

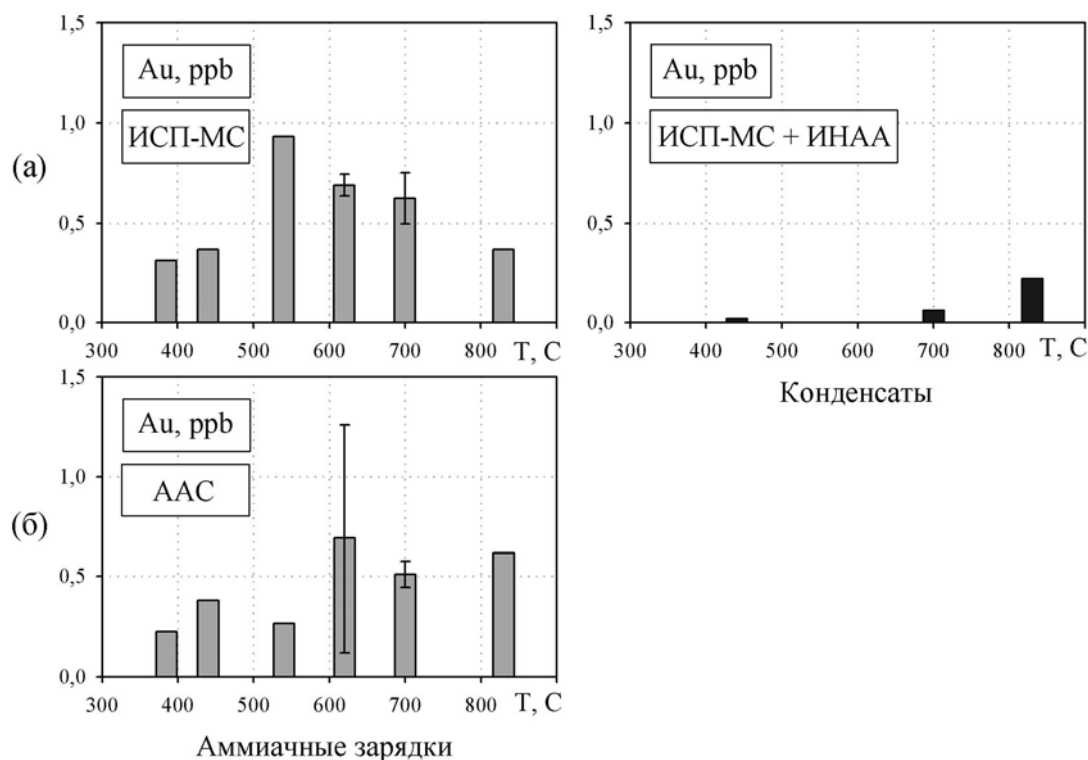


Рис. 1. Зависимость концентраций золота в газах вулкана Кудрявый от температуры: (а) – ИСП-МС определение в растворах и ИНАА определение в осадках; (б) - атомно-адсорбционное определение. Светлая заливка - растворы, темная заливка - осадки. Отрезками показан разброс значений.

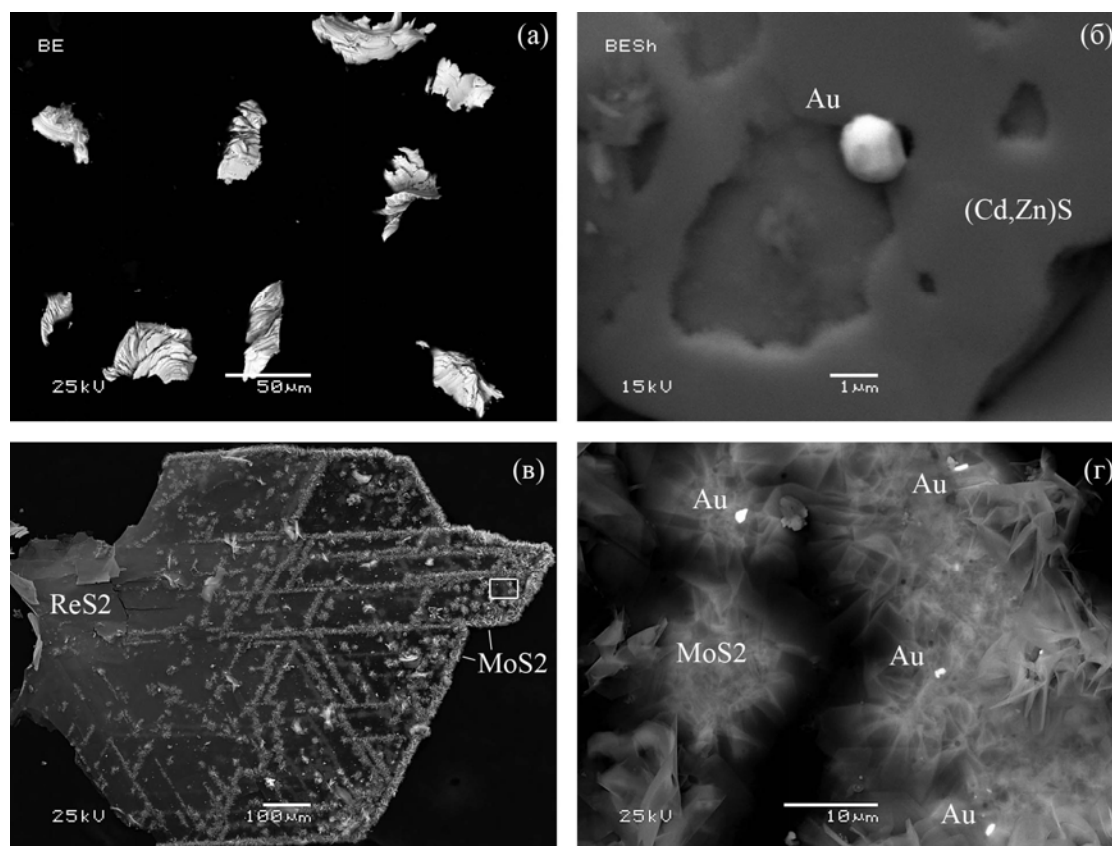


Рис. 2. Формы выделения золота в продуктах fumarol вулкана Кудрявый: (а) - чешуйчатые агрегаты Cu–Au–Ag тройного сплава T - 690 °C; (б) - кристалл золота на кристалле цинк-кадмиевого сульфида T - 400 °C; (в) - кристалл рениита с ориентированными нарастаниями молибденита T - 485 °C; (г) – микронные выделения золота, связанные с нарастаниями молибденита (увеличенный фрагмент фото (в), отмеченный прямоугольником).

Золотая минерализация установленная в отложениях многих вулканов (на новых Толбачинских конусах, на вулкане Колима, Эребус, Этна) кристаллизуется в широком диапазоне температур и в различных геохимических обстановках [Вергасова и др., 2000; Taran et al, 2001]. Состав флюида вулкана Кудрявый наиболее близок по солевому составу к гидротермальным флюидам вулканогенных медно-порфировых и эпитеермальных месторождений. Газы вулкана Кудрявый представляют собой преимущественно водяной пар (92–98 мол. %), с подчиненными количествами CO₂, SO₂, H₂S, H₂, HCl и HF. Фугитивность кислорода находится примерно между буферами NNO и HM.

Вынос металлов газами вулкана Кудрявый может быть оценен на основе новых данных по концентрациям металлов в исследованных пробах, а также известных данных по площадям fumarольных полей и величины среднего расхода газа [Бочарников и др., 1998] Рассчитанный суммарный вынос составляет за 100 лет (т): Re – до 6,3, Mo – до 100, Cu - до 120, Au - до 0,4. Учитывая, что время действия отдельных открытых вулканических систем может составлять 1000 и более лет, а время становления интрузивов может составлять десятки и сотни тысяч лет, очевидно, что флюид с такими концентрациями в состоянии сформировать месторождение.

Список литературы

Бочарников Р.Е., Князик В.А., Штейнберг А.С., Штейнберг Г.С. Эмиссия газов, рудных и петрогенных элементов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // ДАН. 1998. Т. 361. № 5. С. 671–674.

Вергасова Л.П., Старова Г.Л., Серафимова Е.К., Филатов С.К., Философова Т.М., Дунин-Барковский Р.Л. Самородное золото вулканических эксгаляций шлаковых конусов Большого Трещинного Толбачинского Извержения // Вулканология и сейсмология, 2000. № 5. С. 19–27.

Коржинский М.А., Бочарников Р.Е., Ткаченко С.И., Жданов Н.Н., Штейнберг Г.С. Особенности fumarольной активности вулкана Кудрявый в период 1991–1999 гг. и фреатическое извержение 1999 г. // Петрология, 2002. Т. 10. С. 611–629.

Fischer T.P., Shuttleworth S., O'Day P.A. Determination of trace and platinum-group elements in high ionic-strength volcanic fluids by sector-field inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) // Fresenius J. Anal. Chem. 1998. V. 362. P. 457–464.

Giggenbach, W.F. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries // Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 2003. V. 10. P. 1–18.

Heinrich C.A. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study // Miner. Depos. 2005. V. 39. P. 864–889.

Sortino F., Nonell A., Toutain J.P., Munoz M., Valladon M., Volpicelli G. A new method for sampling fumarolic gases: Analysis of major, minor and metallic trace elements with ammonia solutions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2006. V. 158. P. 244–256.

Taran Yu.A., Bernard A., Gavilanes J.-C., Africano F. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico // Appl. Geochem. 2000. V. 15. P. 337–346.

Wahrenberger C., Seward T.M., Dietrich V. Volatile trace-element transport in high-temperature gases from Kudryavy volcano (Iturup, Kurile Islands, Russia) // In: Hellmann R, Wood SA (eds) Water-rock interaction: A tribute to David A. Crerar: Geochem. Soc. Spec. Publication 7, 2002. P. 307–327.

Williams-Jones A.E., Heinrich C.A. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1287–1312.

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ПРОЦЕССАХ СЕДИМЕНТАЦИИ И УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ В КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИНАХ ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

И.Ю. Чекрыжов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: chekr2004@mail.ru

Связь угленакопления с вулканизмом неоднократно рассматривалась в ряде публикаций [Ван, 1973; Желинский, Корнет, 1995; Седых, 2005; и др.]. В разрезах осадочных пород, слагающих угленосные бассейны разных регионов, часто отмечается наличие кислой пирокластики (пепловые туфы, туффиты, обломки пемз). Нередко, междупластья угольных пачек полностью сложены вулканическим пеплом, иногда преобразованным в так называемые вулканогенные тонштейны или ортотонштейны [Адмакин, 2001]. Так для рифтогенных впадин Приморья предполагается положительное влияние вулканизма, как эндогенного фактора, на углеобразование [Уткин, Седых, 1984]. Авторы считают, что повышенные поступления доз тепла из зон разломов, периодические выбросы пеплов при вулканических извержениях, циркуляция по разломам подземных вод, обогащенных микроэлементами, стимулировали рост растений и их местный гигантизм. Это приводило, по их мнению, к существованию в течение длительного времени своеобразных оазисов в границах депрессионных просянок, что способствовало накоплению значительных масс растительного опада. Несмотря на дискуссионность предположений по поводу существования тепловых оазисов, гигантизма растений и их роли в угленакоплении, отмеченные авторами следы эндогенной активности (в первую очередь эксплозивного вулканизма) действительно наблюдаются во многих кайнозойских угленосных впадинах Западного Приморья.

Традиционно в кайнозое Приморья выделялись две эпохи интенсивного угленакопления: эоцен-олигоценая и нижне-среднемиоценовая, соответствующие угловской и усть-давыдовской свитам соответственно [Угольная база России, 1997]. Однако исследованиями последних лет установлено, что возраст усть-давыдовской и надеждинской свит в статотипической местности (п-ов Речной) отвечает эоцену [Павлюткин, 2007]. Соответственно, встал вопрос о возрасте часто туфогенных угленосных отложений, ранее относимых к усть-давыдовской свите и широко представленных в угленосных впадинах Приморья (Пушкинская, Павловская, Реттиховская, Чернышевская, Нижнебикинская и др.). Нами были детально изучены угленосные разрезы Нежинского месторождения и Павловского угольного поля, ранее относимые к нижне-среднемиоценовым усть-давыдовской и павловской свитам соответственно. По палинологическим и палеофлористическим данным, пересмотрен возраст угленосных отложений, рассматриваемых нами в объеме позднеэоцен–олигоценой павловской свиты [Павлюткин и др., 2005; Павлюткин, Чекрыжов, 2007]. Приведенные сведения позволяют говорить о том, что в Западном Приморье в олигоцене продолжалось активное угленакопление, почти сопоставимое по масштабам с эоценовым, приуроченным к угловскому стратиграфическому уровню. Вместе с тем, нужно отметить особенности олигоценовой угленосности в ее завершающей стадии. Это, в первую очередь, невыдержанность по простиранию мощности пластов и степени метаморфизма угля, повышенная туфогенность и дислоцированность угольных пластов, а также часто аномальная металлоносность [Середин, 2008], что свидетельствует о возросшей роли “эндогенных факторов” в позднеолигоценом угленакоплении. Основным фактором, определившим характер позднеолигоценовой угленосности, по нашему мнению, был эксплозивный вулканизм.

В Западном Приморье кислый эксплозивный вулканизм, сопровождавшийся формированием туфов и туфогенно-осадочных образований, проявился начиная с позднего олигодена и продолжался до позднего миоцена. Вулканогенно-осадочные породы этого периода выделяются в тефроидную толщу [Павлюткин, 1993]. Характерной особенностью проявления кислого вулканизма этого периода является его исключительно эксплозивный характер. Для него не характерны (и неизвестны) вулканические жерловины (в привычном понимании этого термина) и лавовые продукты извержений. Литолого-минералогические особенности вулканогенно-осадочных отложений позволили предположить многоареальное раскрытие трещин - проводников газовой-твердофазовой взвесей в пределах Амуро-Уссурийской рифтогенной структуры [Чекрыжов, Максимов, 2007]. До нижнего миоцена вулканические процессы сопровождались углеобразованием в наложенных тектонических впадинах. Соответственно, какое-то время процессы эксплозивного вулканизма и угленакопления протекали параллельно, но если первые усиливались в последующем, то вторые ослабевали. Уже в нижнем-среднем миоцене угленакопление отмечается лишь в реликтовой форме, а к позднему

миоцену оно полностью угасает. Происхождение непромышленных захоронений углефицированной древесины, встречаемых в отложениях ниже-верхнемиоценового интервала, возможно связано с катастрофическими эксплозиями, приводящими как к захоронению древесины, так и к её углефикации без значительного погружения. Своеобразной моделью, воспроизводящей процессы современного углеобразования, является массовое скопление древесины и другого растительного материала на озере Спирит-Лейк после катастрофического извержения вулкана Сент-Хеленс в мае 1980 г. [Waite, Jr, 1983].

Таким образом, на примере олигоцен-миоценовых отложений Западного Приморья, можно наблюдать нарастание количества кислой пирокластики в разрезах и параллельно регрессию угленакопления. Мы не исключаем, что отмеченные ранее [Уткин, Седых, 1984] эндогенные процессы (повышенный тепловой и флюидный поток, незначительные выбросы плодородных пеплов) в какой то мере могли способствовать накоплению органики, но нарастание эндогенной (в первую очередь вулканической эксплозивной) активности, на наш взгляд, обусловило отмеченную аномальность позднеолигоценовой угленосности и возможно стало причиной полного прекращения промышленного угленакопления в миоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-B-08-462 и 09-III-A-08-407.

Список литературы

Адмакин Л.А. Литогенетические индикаторы тонштейнов // Литология и полезные ископаемые, 2001. №1. С. 26-36.

Ван А.В. Вулканизм и угленакопление // Вопросы литологии Сибири, Новосибирск, 1973. С. 14-21.

Желинский В.М., Корнет В.Н. Мезозойский вулканизм и формирование мощных угольных пластов в Южной Якутии // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: УГГА, 1995. С. 124-135.

Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.С., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. Геол. коррел., 1993. Т. 1. № 6. С. 40-47.

Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю. К проблеме корреляции дальневосточных миоценовых флор эпохи климатического оптимума // Доклады АН, 2007. Т. 416. № 5. С. 662-665.

Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Чекрыжов И.Ю. Проблемы стратиграфии третичных отложений Павловского угольного поля (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2005. Т. 24. № 6. С. 59-76.

Седых А.К. Некоторые основополагающие аспекты углегенеза рифтогенных структур // Отечественная геология, 2005. № 2. С. 9-13.

Середин В.В., Томсон И.Н. Западно-Приморская благородно-редкометальная зона – новый кайнозойский металлогенический таксон Востока России // Доклады Академии Наук, 2008. Т. 420. № 6. С. 799-804.

Угольная база России. М.: Геоинформмарк, 1997. Т. 5. Кн. 1. 371 с.

Уткин В.П., Седых А.К. Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Доклады АН СССР, 1984. Т. 278. № 5. С. 1199-1204.

Чекрыжов И.Ю., Максимов С.О. Роль эндогенных углеродсодержащих флюидных систем в проявлениях эксплозивного вулканизма Юго-Западного Приморья // Доклады VIII Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”, Т3, Москва, 2007. С. 310-313.

Waite R.B. et al. Eruption-Triggered Avalanche, Flood, and Lahar at Mount St. Helens – Effects of Winter Snowpack // Science, Vol. 221. P. 1394-1397.

РОЛЬ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ РАЗГРУЗКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОН РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В.Н. Шарапов¹, Е.П. Бессонова¹, А.С. Лапухов¹, К.В. Чудненко²

¹Институт геологии и минералогии СР РАН, Новосибирск, e-mail: vik@uiggm.nsc.ru

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск

На примере золото-серебряных месторождений Южно-Камчатского рудного района рассмотрена двумерная модель неизотермической физико-химической динамики формирования минералогических зон и стадий высоко сернистых и эпитеpmальных месторождений, учитывающей установленные Т-Р характеристики конкретных объектов и палеоструктурные условия разгрузки гидротермальных систем. Математическая модель такой системы изложена в [Шарапов и др., 2008] поэтому отметим наиболее существенные ее элементы, которые будут приняты в рассматриваемой ее реализации из структурных, геометрических и параметрических данных изучения указанных месторождений: 1) в массивах интрузивных и эффузивных пород имеется проницаемая зона шириной, которой порядка 10 м. По такой проницаемой зоне от границы ретроградного кипения расплава в мало глубинной интрузивной камере фильтруется магматический преимущественно водный флюид; 2) температура флюида порядка температуры солидуса ($T_{\text{сол}}$) кипящего расплава. Нами рассматривается сопряжение интрузива, в котором происходит ретроградное кипение магмы, с плоской вертикальной флюидопроводящей зоной, соединяющей границу кипения и поверхность вулканической постройки. Полагаем, что в неупругом пространстве пористых горных пород из магматического «источника» движется горячий гидротермальный флюид. Потоки тепла и массы в гидротермальной приповерхностной системе направлены от магматического источника флюида в вертикальную зону повышенной проницаемости протяженностью L и шириной $2y_0$ (L_2). Имеется две структурные ситуации разгрузки, - 1) есть верхний флюидоупор, 2) нет верхнего флюидоупора, при этом происходит только истечение флюида через трещины и его охлаждение при сложном законе теплоотдачи на поверхности вулканической постройки [Шарапов и др., 2008]. При этом расход флюида из магматического источника задается из решения задачи о затвердевании магматического тела с учетом динамики кипения в двухфазной зоне расплава, содержащего растворенный водный флюид [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов и др., 2004]. Из-за теплопотерь в боковые породы в потоке магматического газа происходит его конденсация с формированием гидротермального раствора. В зависимости от величины коэффициента теплопередачи в боковые породы (α_2) проницаемости и эффективной пористости порода во флюидопроводнике, а также значений коэффициента теплопередачи на границе разгрузки флюида на поверхности вулканической постройки (α_1) в системе «флюидопроводник - вмещающая порода» со временем возможно развитие различных сценариев динамики фазовых переходов. При численной реализации такой многофронтной модели ОМФС примем некоторые упрощающие допущения, не нарушающих сущности рассматриваемого процесса: 1) для жидкой фазы считаем справедливым уравнение состояния слабо сжимаемой жидкости, а для газообразных фаз – уравнение состояния идеального газа; 2) локальные температуры флюидопотока и пористой породы практически равны; 3) фазовые границы считаем резкими, а гидротермальный флюид однофазным. Принятая «идеализация» модели обосновывается следующим: а) область фильтрации считается кусочно-однородной по проницаемости, б) исключая явления перегрева (переохлаждения); принимаем, что ширина зоны возможного развития конвекции флюида в рассматриваемой пористой среде мала по сравнению с размером области фильтрации. Движение границ в интрузиве (солидуса, ликвидуса, ретроградного кипения) и флюидопроводнике (конденсации магматического газа - L_1 , декомпрессионного кипения водного раствора – L_{32} , конденсации пара – L_{23}) описываются в рамках приближения Стефана [Шарапов, Аверкин, 1990]. Для описания физико-химической динамики взаимодействия «флюид-порода» используется решение теплодинамической задачи, в которой в качестве фиктивной диаграммы состояния используется проточно-реакторная модификация ПК СелекторWin [Бессонова, Чудненко, 2007].

Центральной генетической проблемой вулканогенных Au - Ag как месторождений Камчатки, так и других регионов активных окраин, является пространственное и временное

соотношения эпitherмальных и сульфидных руд на сложных месторождениях (Мутновское, Родниковое) или возможность существования пространственно разделенных двухуровневой рудной зоны на Асачинском месторождении. Численное моделирование динамики фазовых границ в рамках изложенного приближения структурно-геологических ситуаций на месторождениях Южной Камчатки показывает, что генезис структурно-минералогических и физико-химических параметров Au-Ag месторождений данного рудного района определяется структурными условиями разгрузки гидротермальных систем, - ортомагматические системы (ОМФС), формирующие высокосульфидные золото-серебряные месторождения, не имеют в зоне разгрузки стационарных флюидоупоров, в их недрах проявляются только предельно узкие перемещающиеся к поверхности вулканических построек области сопряжения фазовых барьеров, вызывающих быстрое нарастание перед фронтом декомпрессионного кипения повышения концентрации раствора по широкому спектру растворенных мало летучих компонентов. Среди ОМФС с верхним флюидоупорным «горизонтом» просматривается возможность реализации трех типов гидротермальных систем, - 1) в которых из-за высоких боковых теплопотерь вообще не реализуется малоглубинная область декомпрессионного кипения; 2) таких, в которых приповерхностные области декомпрессионного вскипания появляются в начальные времена формирования тепловой волны, после чего область такого кипения сосредотачивается практически внутри толщи пород флюидоупора; 3) тех систем, в которых квазистационарная область декомпрессионного кипения устанавливается после начального периода неустойчивости или достижения в системе некоторого теплового равновесия. В системах третьего типа возможно неустойчивое, в том числе, периодическое колебание границы декомпрессионного кипения в некотором интервале глубин. Обратим внимание еще на один весьма интересный и возможно существенный для динамики формирования рудоносных для высоко сульфидных месторождений типа Мутновского, - при отсутствии флюидоупоров в некотором интервале $T - P$ в потоках флюидов возникает область декомпрессионного кипения, размер которой менее метра. Такой подвижной геохимический барьер под собой будет концентрировать все рудные компоненты водного раствора, для которых коэффициент распределения (K_d) при испарении $1 > K_d$, но обогащать паровую зону теми, чьи $K_d > 1$ [Nagaseki, Hayashi, 2008]. Чем раньше в потоке флюида возникает этот фазовый барьер, тем более концентрированный раствор накапливается по ним [Шарапов, Милова, 1979]; и тем быстрее при снижении T и P по потоку начнется отложение рудных минералов из паровой фазы.

Для описанных высоко-сульфидных и эпitherмальных месторождений присущи все виды текстур и структур, описанных на подобных объектах. Для всех фазовых областей рудообразующих флюидов, в которых происходит формирование жил выполнения, характерно появление резко зональных кристаллов кварца в микродрозах и ритмически построенные чередования минералов (галенит-сфалерит, кварц - кварц+адуляр - газовые поры с набором рудных и нерудных минералов, ритмические сферолиты и т.п.). Размеры ритмически построенных полос в рудных жилах на описанных месторождениях колеблются от полумиллиметра до нескольких см. При этом на – или у границ ритмических чередований такого рода полос отлагается основное количество рудных минералов и имеются разных размеров и форм пустоты (газовые полости). Следовательно, при рудообразовании как из гомогенных, так и гетерофазных флюидов реализовались условия ритмической кристаллизации. Общее математическое описание фазовых портретов для рассматриваемых гетерофазных систем пока не получено. Из результатов изучения физико-химических параметров формирования руд Асачинского месторождения следует, что при содержания солей порядка 2% - 8% масс. по эквиваленту NaCl отложение кварцевых микродроз отвечает составу жидкого флюида у границы насыщения [Боровиков и др., 2009]. Исследование структур ритмического рудоотложения с помощью электронного сканирующего микроскопа показывает, что отложение адуляра в ассоциации с кварцем происходит из водно-газовой смеси, а рудных минералов – из газовой фазы. Более полное приближение описания равновесной физико-химической динамики гетерофазного массообмена в рассматриваемых системах требует учета влажности водяного пара между границами декомпрессионного кипения и конденсации. Использование фиктивной диаграммы состояния в рамках приближений типа [Бессонова, Чудненко, 2007] позволит, при наличии добротных и достаточно полных баз, данных существенно конкретизировать изложенные соотношения в отношении влияния фазовых барьеров на зональное отложение рудных минералов в

вертикальных разрезах рудообразующих систем. Для начального этапа такого рода моделирования неизотермической физико-химической динамики при проявлении фазовых переходов нами рассмотрены некоторые тестовые реализации описанных выше случаев фазовой зональности в вулканогенных флюидных системах. Полученные виртуальные динамические картины зональности отложения ряда рудных элементов (рис. 1) имеют элементы аналогии с их реальными распределениями в вулканогенных рудных месторождениях [Петренко, 1999; Волков, 2005; Боровиков и др., 2009]: 1) в области магматического надкритического флюида с аквакомплексами, - $Pb+Cu+Zn+Ag \rightarrow Pb+Zn+Ag \rightarrow Pb+Au$; 2) в области гидротермальных растворов, - $Pb+Cu+Zn+Ag$, 3) в зоне декомпрессионного

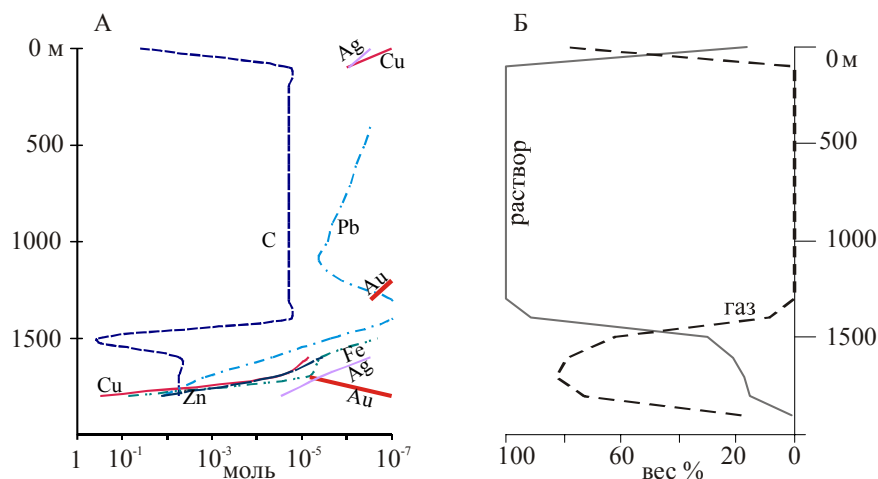


Рис. 1. Распределение некоторых элементов (А) и фазовых границ (Б) в разрезе к 700 годам развития системы по результатам моделирования.

кипения, - Ag_{max} в нижней части; в верхней части области под флюидоупором, - $Ag+Au$ с добавлением полиметаллов. В приложениях рассмотренной модели ОМФС не удается описать наблюдаемую на всех месторождениях стадийность (прерывистость) рудообразования. Развитие двухуровневых месторождений [Волков, 2005] можно предвидеть в случае сопряжения протяженной зоны гидротермального рудоотложения, выше которой под флюидоупором располагается область декомпрессионного кипения протяженностью более 150-200 м или протяженной области гидротермального флюида с относительно небольшой областью декомпрессионного кипения под флюидоупором. Более глубокая область рудной минерализации может быть под границей конденсации магматического газа (рис. 1). Теплофизические условия развития такого рода флюидных систем в рамках развитой модели в первом приближении удалось очертить, однако в описании динамики фазовых переходов с использованием указанной выше фиктивной диаграммы состояния получить удовлетворительные результаты воспроизведения известных в литературе природных реализаций пока не удалось.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00910).

Список литературы

Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С. Физико-химические условия формирования эпitherмального Асачинского Au-Ag месторождения (Ю Камчатка) // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 8 (в печати).

Волков А.В. Закономерности размещения и условия формирования золоторудных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Северо-Востока России // Геол. руд. мест., 2005. Т. 47. С. 211-229.

Бессонова Е.П., Чудненко К.В. Сравнительный анализ результатов моделирования движения магматогенного флюида через вулканогенный разрез с применением минимизации энергии Гиббса и потенциала Гельмгольца // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Материалы Всероссийской научной конференции. Иркутск, 2007. Т. 3. С. 127-131.

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Санкт-Петербургская картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 113 с.

Шарапов В.Н., Милова Л.В. Температурная эволюция приповерхностных гидротермальных систем и некоторые вопросы динамики рудоотложения на геохимических барьерах // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука. 1979. С. 29-51.

Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск. Наука. 1990. 193 с.

Шарапов В.Н., Бессонова Е.П., Черепанова В.К. Оценка возможных размеров и времени существования области надкритического флюида в субэкральных смешанных термальных системах андезитовых вулканов // Доклады РАН, 2004. Т. 307. № 1. С. 97-100.

Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Бессонова Е.П. К динамике фазовых барьеров во флюидных рудообразующих системах вулканических дуг // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 11. С. 1098-1109.

Corbett G.J. Epithermal gold for explorations // AIG Journal – Applied geoscientific practice and research in Australia. Paper 2002-01, February 2002. P. 1-26.

Nagaseki H., Hayashi K. Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system // Geology, 2008. V. 36. № 1. P. 27-30.

СОДЕРЖАНИЕ

IV. ВУЛКАНИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Мартынова М.Ю., Антипин В.С. Геологическая и вещественная эволюция вулкана Уксичан в плиоцене и плейстоцене (Срединный хребет Камчатки).....	429
Мионов Ю.В. Островодужные пояса восточной окраины Евразии: особенности тектономагматической сегментации.....	433
Миронюк Е.П. Вулкано-тектонические неоструктуры Большого Саяна.....	437
Парфенюк О.И. Особенности тепловых полей глубинных надвигов в связи с проблемой внутриплитного вулканизма (численное моделирование).....	441
Певзнер М.М., Головин Д.И., Герцев Д.О., Кущева Ю.В., Чурикова Т.Г., Волынец А.О., Родин В.С., Ладыгин В.М. Новые результаты К-Аг датирования миоцен-плиоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки.....	445
Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И. NEB-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии....	449
Пикулик Е.А., Правикова Н.В., Тевелев Ал.В. Позднедевонский вулканизм Южного Урала как основа для геодинамического анализа зоны перехода океан – континент.....	455
Платэ А.Н., Веселовский А.В. Использование ГИС-технологий при оценке особенностей кайнозойского субаэрального вулканизма.....	459
Попов В.К. Пепловые туфы из олигоцен-миоценовых отложений юго-западного Приморья: возрастные генерации, особенности распространения, вулканические центры	461
Портнягин М. В., Савельев Д. П., Хёрнле К., Хауфф Ф., Гарбе-Шёнберг Д. Геохимическое свидетельство участия Гавайского плюма в образовании офиолитов полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка).....	465
Приходько В.С., Петухова Л.Л., Солдатов А.И. Меймечиты Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы: область распространения, возраст, мантийные источники и геохимическая специализация.....	467
Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Падерин П.Г., Гавриш А.В., Мозолева И.Н. Раннемезозойский вулкано-плутонический пояс карбонатитов п-ва Таймыр.....	471
Пучков В.Н. Схема регулярных вулканических цепей океанов: перспектива дальнейших исследований.....	476
Раззигаева Н.Г. Арсланов Х.А., Ганзей Л.А., Рыбин А.В. Новые данные о возрасте голоценовой тефры и влияние пеплопадов на становление ландшафтов Средних и Северных Курил.....	480
Рашидов В.А., Новикова П.Н., Долгаль А.С. Подводящие каналы гайотов Вулканолог и Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан).....	485
Рябов В.В., Лапковский А.А. Вулкано-тектонические структуры в сибирских траппах, как области накопления и разгрузки пластовых флюидов, в процессе тектономагматической активизации региона.....	490
Сафонова И.Ю. Внутриплитный океанический магматизм палео-азиатского океана и палео-пацифики: от неопротерозоя до кайнозоя.....	494
Сахно В.Г., Полин В.Ф., Аленичева А.А. U-Pb изотопное датирование крупнейших эксплозивных извержений континентальной части Востока Азии в позднем мезозое-кайнозое. Экологические следствия.....	500
Светов С.А. Архитектура архейских конвергентных систем в сравнении с фанерозойскими аналогами.....	502
Симаненко В.П., Голозубов В.В., Малиновский А.И. Монероно-Самаргинская островодужная система Циркум-Япономорского региона.....	507
Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин С.В., Шипилов Э.В. Физико-химические параметры кристаллизации базальтовых расплавов при формировании даек и силлов о-ва Хейса, архипелаг Земля Франца-Иосифа.....	512
Сироткин А.Н. Осадочно-вулканогенный комплекс среднего рифея как индикатор процессов рифтогенеза в северо-западной части фундамента Баренцево-морской плиты (архипелаг Шпицберген).....	515

Снежко В.А., Шарпенко Л.Н. Мезозойские вулканы восточной части Центрального Кавказа и их петрохимические особенности.....	520
Соболева А. А. Проявления кремнекислого вулканизма на рубеже кембрия и ордовика на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента.....	524
Филатова Н.И. Мезозойский внутриплитный магматизм арктического региона и геодинамические обстановки его проявления.....	528
Хромова Е.А. Верхнепалеозойские вулканоплутонические ассоциации Джидинской рифтогенной зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия).....	531
Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Палеоостроводужные комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки: гетерогенность природы фундамента и вулканических комплексов.....	534
Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Филимонов А.В. Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ ₃ -MZ): источники магм, эволюция, геодинамика.....	538
Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Павлова Л.А., Демонтерова Е.И. Неогеновый щелочно-базальтовый вулканизм Северной Монголии: плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг.....	542
Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Криптовулканизм северной окраины альпийского орогена Восточного Кавказа.....	548
Шевко А.Я., Гора М.П., Лапковский А.А. Минералогический состав Южно-Икэнского расслоенного покрова базальтов (Сибирская платформа).....	551
Шпилов Э.В., Карякин Ю.В. Ареалы и геодинамические обстановки проявления юрско-мелового базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктики.....	555
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Апопелловые метасоматиты как индикаторы структурного типа островных палеодуг.....	559

V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ: ПРОГНОЗ ЦУНАМИ, ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Абубакиров И.Р., Павлов В.М. Моделирование сейсмограмм от сильных землетрясений Дальнего Востока России на удалениях до 3 000 километров.....	563
Авдейко Г.П., Палуева А.А. Геодинамика Камчатской зоны субдукции: вулканизм, сейсмоопасность и цунамиопасность.....	567
Андреев В. И. Извержения вулкана Карымский в 1996-2009 гг. и кратера Токарева в 1996 г. (типы извержений, динамика, объемы, влияние на окружающую среду).....	571
Белов С.В., Шестопапов И.П., Харин Е.П. Современный вулканизм и сейсмичность: вековые тренды и связь с солнечной и геомагнитной активностью.....	575
Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Характер извержений и крупномасштабные обрушения вулканических построек группы Татун (Северный Тайвань) в позднем плейстоцене – голоцене.....	576
Белоусова М.Г., Белоусов А.Б. Эволюция характеристик отложений направленных взрывов вулканов Безымянный 1956 г. и Сент-Хеленс 1980 г. с расстоянием от вулканов – ключ к механизмам их формирования.....	578
Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Полтавцева Е.В. Изменения напряженно – деформированного состояния геосреды в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона в период подготовки и реализации катастрофических Симуширских землетрясений 2006-2007 гг.....	580
Гиличинский М.Д., Мельников Д.В., Мелекесцев И.В., Инбар М., Зарецкая Н.Е. Морфометрические параметры шлаковых конусов Толбачинского дола по данным дистанционного зондирования.....	582
Гирин О.А. Современная активность вулкана Безымянный: закономерности развития и прогноз будущей деятельности.....	586
Гордеев Е.И., Дроздин В.А., Дубровская И.К., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А. Корякский вулкан: современное состояние и активизация 2008-2009 гг.....	588
Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Вершинные извержения вулкана Ключевской	

(Камчатка) в XXI столетии.

Зобин В.М., Мельник О.Э., Наварро К., Рейес Г.А., Бретон М. Иерархия взрывов во время извержения андезитового вулкана: Вулкан де Колима, Мексика.....	595
Кириухин А.В., Рычкова Т.В., Дрознин В.А., Черных Е.В. Анализ гидро-геологических условий в гидротермальной системе Долины Гейзеров (Камчатка) после катастрофического обвала-оползня 3 июня 2007 г.....	599
Константинова Т.Г., Делемень И.Ф. Особенности проявления процессов разжижения грунтов в вулканических районах.....	604
Копылова Г.Н. Гидрогеологический метод в системе комплексного мониторинга современных геодинамических процессов в Камчатском регионе.....	608
Котенко Т.А., Котенко Л.В. Состояние вулкана Эбеко (о-в Парамушир) и влияние последней активизации на экологическую обстановку.....	613
Кузнецова Н.Д., Кузнецов В.В. Корреляция интенсивности вулканизма с вековыми вариациями геомагнитного поля и возможность прогноза на ее основе.....	618
Ландер А.В., Левин В.Е., Титков Н.Н. Современные движения Командорской микроплиты по сейсмологическим и GPS данным.....	621
Лексин А.Б. Трехмерные цифровые модели рельефа вулканов Курильских островов.....	625
Магуськин М.А., Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф., Титков Н.Н. Деформационные процессы в Карымском вулканическом центре (Камчатка) в 1972- 2008 гг. по геодезическим данным.....	629
Малышев А.И., Демянчук Ю. В., Малышева Л. К. Возможность деформационного прогноза пароксизмальных направленных извержений вулканов с переходной экструзивно-стратовулканической структурой постройки.....	633
Мелекесцев И.В. Вулкан Корякский (Камчатка): предварительный прогноз будущей вулканической опасности.....	637
Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Вариации электропроводности литосферы в связи с землетрясениями.....	641
Овсянников А.А., Маневич А.Г. Об активности вулкана Корякский в исторический период.....	645
Озеров А.Ю. Механизм базальтовых взрывов.....	649
Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Алгоритм оценки тензора сейсмического момента сильных региональных землетрясений, использующий новый метод расчета широкополосных синтетических сейсмограмм.....	653
Пинегина Т.К. Повторяемость сильных землетрясений и цунами вдоль Камчатки и северных Курил в голоцене по данным тефрохронологии.....	656
Прелов В.В. Data Mining и возможности прогнозирования сейсмических ударов: от анализа информационных потоков к анализу вероятностей катастрофических событий.....	659
Рябинин Г.В., Хаткевич Ю.М. К вопросу о возможности прогноза землетрясений гидрогеохимическими методами.....	660
Серафимова Ю.К., Широков В.А. Прогноз сильных цунамигенных землетрясений для северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса.....	664
Серветников С.С., Гнитиева Е.Ю. Геодинамический полигон «Безымянный», этапы развития, перспективы.....	668
Филинский Л.М. О природном алгоритме сеймотектонических событий и долгосрочном прогнозе катастрофических землетрясений.....	669
Хренов А.П. Магнезиальные и глиноземистые базальты на Ключевском вулкане и их распространение.....	674
Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Десять лет деятельности Камчатского филиала РЭС по прогнозу землетрясений: достижения, проблемы, перспективы.....	677
Широков В.А. Об общепланетарной природе процессов подготовки катастрофического Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г., $M_w = 9.0$	681

VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНИЗМОМ

Абрамов Б.Н. О связи вулканических процессов с формированием медного оруденения удоканской серии (Восточное Забайкалье).....	685
Алехин Ю.В., Карпов Г.А., Лапицкий С.А., Мухамадиярова Р.В., Николаева А.Г. Поведение ртути в Апапельских термальных источниках (Камчатка).....	688
Андреева Е.Д. Некоторые особенности самородного золота вулканогенных месторождений.....	691
Арсанова Г.И. Происхождение термальных вод вулканических областей.....	692
Багдасарова М.В. Современная геодинамика нефтегазоносных территорий и поствулканические гидротермальные системы в их недрах.....	696
Бессонова Е.П., Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Черепанова В.К. Модель тепловой и физико-химической динамики формирования эпитеермальных вулканогенных месторождений.....	700
Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гавриленко Г.М., Бортникова С.П., Манштейн Ю.А., Манштейн А.К., Кирюхин А.В., Кузьмина А.А., Котенко Т.А. Металлоносность термальных растворов активных вулканов как отражение их генезиса (Южная Камчатка, Парамушир, Россия).....	704
Брусицын А.И., Жуков И.Г. Марганцевые месторождения вулканогенных областей: модели формирования, минералогия, метаморфизм.....	709
Васильев В.И. Массоперенос и минералообразование в магматогенно-гидротермальных системах по результатам численного физико-химического моделирования.....	713
Вергасова Л.П., Филатов С.К., Философова Т.М. Опыт использования метода терморентгенографии для реконструкции минералорудообразования на палеовулканическом объекте (г. 1004).....	718
Волков А.В., Сидоров А.А., Белый В.Ф., Алексеев В.Ю. Рудообразование в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.....	721
Гамянин Г.Н. Малоуглубинное оруденение, связанное с внутриконтинентальным вулканизмом Верхояно-Колымских мезозоид.....	725
Гаспарян Р.К., Оганесян С.М., Гаспарян В.Р., Агабалян А.Ю. О перспективности Джермахбюрской гидротермальной системы Армении по геофизическим данным.....	729
Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Минерагения вулканоплутонических комплексов докембрия Карелии.....	732
Гребенников А.В., Карабцов А.А., Екимова Н.И. Первая находка гиератита в игнимбритах Приморья.....	736
Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины геотермальных месторождений (Южная Камчатка): особенности формирования субаквальных геохимических барьеров.....	739
Деревская Е.И., Шумлянский В.А. Медные рудопроявления в траппах Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы.....	744
Калачева Е.Г., Королева Г.П. Геохимические аспекты термальных вод Паужетской вулканотектонической структуры, Южная Камчатка.....	747
Карданова О.Ф., Сергеева С.В., Карташова Е.В. Поведение меди, цинка и свинца в термальных водах и осадках из них в районе Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ).....	751
Карпов Г.А., Алехин Ю.В. Минералого-геохимические критерии рудоносности современных вулканогенных флюидных систем Камчатки.....	755
Кирюхин А.В. Связь продуктивности высокотемпературных геотермальных месторождений с вулканизмом и региональными структурно-геологическими условиями.....	760
Козлов Д.Н., Жарков Р.В. Кратерные озера Курильских островов.....	761
Куринная У.Н. Особенности эпитеермальной минерализации восточных флангов Еловского золоторудного поля (Центральная Камчатка).....	765
Курносое В.Б. Низкотемпературные изменения базальтов плато Кергелен, Индийский океан (рейсы ODP 120, 183).....	769

Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Третьяков Г.А. Фанерозойские «черные курильщики».....	773
Мелекесцева И.Ю. Сравнительный рудно-фациальный анализ сульфидных залежей в ультрамафитах Центральной Атлантики и Южного Урала.....	777
Нуждаев А.А., Рычагов С.Н., Степанов И.И. Ртуть как индикатор температурных и геохимических барьеров в современных рудообразующих гидротермально-магматических системах.....	781
Озерова Н.А., Озеров А.Ю. О процессах ртутной дегазации в Камчатском регионе и формировании современной ртутной минерализации из газовой фазы.....	786
Округин В.М., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Савва Н. Андреева Е., Ким А., Шишканова К., Матсуда Х., Оно Ш, Такахаша Р. , Ватанабе К., Имаи А. К проблеме источников вещества и воды эпитеpmальных месторождений Северо-Востока России и Японии.....	790
Остапенко Н.С., Нерода О.Н. Условия формирования золоторудной минерализации в вулканоструктурах обрамления Гонжинского выступа докембрийских пород (Приамурье).....	791
Пальянова Г.А., Савва Н.Е. Особенности генезиса сульфидов Au и Ag в рудах эпитеpmальных месторождений северо-востока России.....	794
Перова Е.Н. Минералогия гидротермальных железо-марганцевых отложений центральной части Срединно-Атлантического хребта.....	799
Рогозин А.Н. Структурные позиции рудоносных кварц-карбонатных жил Банно-Карымшинского района (Камчатка).....	803
Сандимирова Е.И. Микросферулы как индикаторы флюидных (флюидно-магматических) процессов областей современного вулканизма.....	806
Скобелева Ю.М., Савва Н.Е. Соотношение ранне- и позднемелового вулканогенно-плутоногенного оруденения во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.....	810
Спиридонов Э.М. Вулканогенные эпитеpmальные, мезотермальные, гипотермальные (ксенотермальные) месторождения золота и их минерально-геохимические особенности.....	814
Старикова Е.В. Термодинамическая модель гидротермально-осадочного марганцевого рудогенеза.....	818
Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Петрофизические преобразования вулканогенных пород под воздействием гидротермальных процессов.....	821
Хубаева О.Р., Рычагов С.Н. Построение трехмерной цифровой модели Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы в связи с оценкой разгрузки геотермального тепла.....	825
Чаплыгин И.В., Юдовская М.А. Металлоносность высокотемпературных вулканических газов.....	829
Чекрыжов И.Ю. Роль вулканизма в процессах седиментации и угленакопления в кайнозойских впадинах Приморья.....	832
Шарапов В.Н., Бессонова Е.П., Лапухов А.С., Чудненко К.В. Роль структурных условий разгрузки вулканогенных флюидных систем в формировании зон рудной минерализации.....	834
СОДЕРЖАНИЕ	I-V