

УДК 551.24

## О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО МАССИВА

© 2009 О.Б. Селянгин

*Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН  
Петропавловск-Камчатский, 683002; e-mail: obs@kscnet.ru*

Новые данные об опрокинутом залегании никеленосных интрузивов, внедренных в породы чехла Срединно-Камчатского массива (СКМ) на его флангах, анализируются в рамках конкурирующих геосинклинальной и коллизионно-аккреционной концепций его происхождения. Особенности строения массива, положение интрузивов и происхождение исходной для них высокомагнезиальной бонинитоподобной магмы лучше согласуются с тектонической природой СКМ как именно срединного массива в структуре эпигеосинклинального орогена.

*Ключевые слова: никеленосные интрузивы, срединный массив, коллизионно-аккреционные, бонинитоподобная магма.*

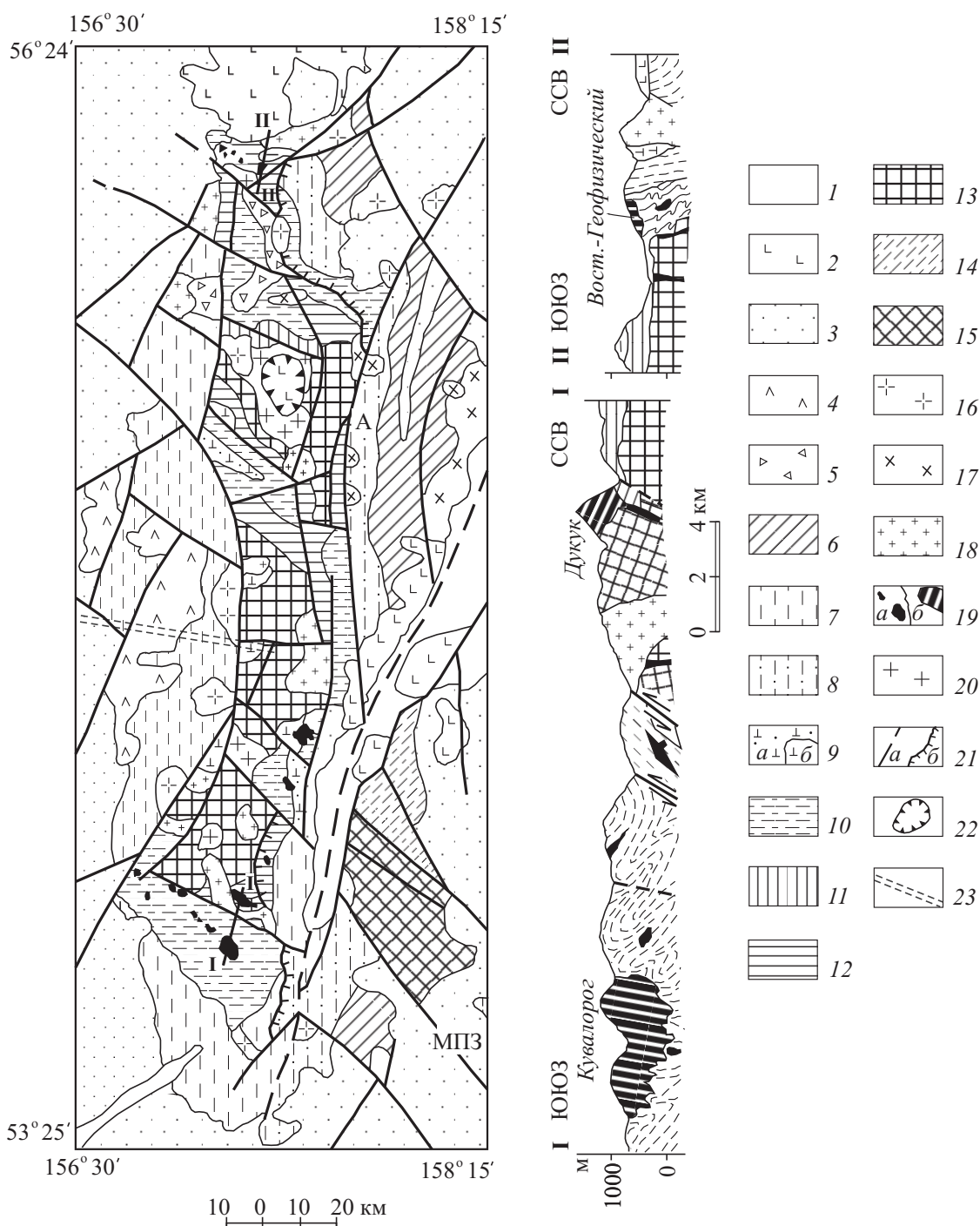
### ВВЕДЕНИЕ

Проявления никеленосного ультрабазит-базитового интрузивного магматизма Камчатки приурочены к границам выступа метаморфических пород в южной половине полуострова — Срединно-Камчатского (кристаллического) массива (СКМ). Он простирается на 200 км в меридиональном направлении при ширине выхода 30–40 км (рис. 1). С юго-востока к нему через зону регионального разлома (узкого грабена) примыкает существенно меньший по размерам и отличающийся литологически Ганальский массив метаморфитов, юго-восточнее которого еще более узкая зона поднятия прослеживается до берега океана, по выходам меловых отложений среди кайнозойских, — по северному краю так называемой Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (Апрелков, Бондаренко, 1965). В целом ансамбль этих положительных элементов структуры полуострова, объединяющим признаком которых является также развитие в них складчатых структур несвойственного Камчатке северо-западного простирания, может рассматриваться как результат некоей тектонической «нарезки» одной положительной мегаструктуры на разнопогруженные и по-разному дислоцированные блоки. Ультрабазит-базитовые магматиты в разной степени проявлены в каждом из этих блоков, однако месторож-

дения и перспективные проявления сульфидных медно-никелевых руд выявлены лишь в связи с перидотит (кортландит) — габбро-норитовыми интрузивами СКМ, территория которого выделяется в качестве Камчатской никеленосной провинции (Полетаев, 1999; Трухин и др., 2008).

Данные картирования (Государственная..., 2006) и новые исследования структуры ряда интрузивов никеленосной формации, обнаружившие опрокинутое их залегание (Селянгин, 2006, 2007), показывают, что массив имеет дизъюнктивные, сбросовые границы на западе и на востоке, но существенно пликативные (дизъюнктивно-пликативные) на северном и южном флангах (см. разрезы на рис. 1). Это определяет его структуру как горста в поперечном (широтном) сечении и горст-антиклинория — в продольном (меридиональном). Однако складчатость верхнемеловых отложений, обрамляющих массив с востока и запада — соответственно с восточной и западной вергентностью складок (Богданов, Чехович, 2002; Шапиро, 1987) — указывает, что пликативные деформации гравитационного, очевидно, характера сопровождали воздымание массива и на этих участках.

Выявленные к настоящему времени интрузивы рудоносной формации, объединяемые в дукукский комплекс, концентрируются у северного и южного — юго-восточного флангов СКМ, образуя, по-видимому, разобщенные, со-



**Рис. 1.** Геологическое строение Срединно-Камчатского массива ((Государственная...,2006), с изменениями) и положение никеленовых интрузивов в его структуре.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – четвертичные вулканиты; 3 – преимущественно осадочные отложения кайнозоя; 4 – черепановская свита; 5 – барабская свита (тектоно-гравитационные микститы); 6 – кирганикская свита; 7 – квахонская, хозгонская и кунунская свиты; 8 – ирунейская свита; 9,а – алисторская и химкинская свиты, б – комагматичные им субвулканические интрузивы; 10 – хейванская свита; 11 – андриановская свита; 12 – камчатская серия; 13 – колпаковская серия; 14 – меловые осадочные толщи северного обрамления Ганальского массива (киргуропская и кижеченокская свиты); 15 – Ганальский массив; 16 – гранодиоритовые интрузивы лавкинского комплекса; 17 – левоандриановский интрузивный комплекс; 18 – трондjemиты-гранодиориты кольского комплекса; 19 – кортландит – ортопироксенит – габбро-норитовые интрузивы дукукского комплекса (а – на карте, б – крупные тела на разрезах, штриховка отражает общее положение расслоенности); 20 – гнейсо-граниты крутогоровского комплекса; 21 – разломы: а – крутопадающие, б – надвиги; 22 – кальдера вулкана Хангар; 23 – приблизительное положение разрезов рис. 2. I-I и II-II – разрезы южного и северного флангов Срединного массива. А – Андриановский шов, МПЗ – Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций. См. объяснения в тексте.

ответственно северную и южную рудные зоны (или рудные районы) никеленосной провинции. В северной зоне, представленной Шанучским рудным полем, расположены месторождение Шануч, рудопроявления интрузивов Восточно-Геофизического, Графитового и ряда более мелких. В южной зоне (Дукукский рудный узел с входящей в него Квинум-Кувалорогской никеленосной зоной – ККНЗ) известны рудопроявления Тундровое, Квинум-I и II, проявления расположенных здесь крупнейших интрузивов никеленосной формации – Кувалорога и Дукука, оруденение ряда мелких тел ультрабазит-базитов, а также пункты сульфидной минерализации в связи с субмеридиональной цепочкой малоизученных кортландит – габбро-норитовых интрузивов юго-восточного края массива – Пеницкого, Немтикского и Кагнисинского (Дукукско-Пеницкая зона). Наличие этой зоны указывает, что внедрения никеленосных интрузивов могли иметь место и вдоль меридиональных границ СКМ, но остались не выведенными на поверхность именно из-за их существенно дизъюнктивного характера.

Обзорные данные по истории открытия камчатскими геологами всех этих проявлений и сведения об их строении и возможной практической значимости приведены в отчете Г.В. Кувакина о металлогении Срединно-Камчатского массива<sup>1</sup>. Более полная оценка общего потенциала СКМ в отношении профилирующего для него магматического сульфидного кобальт-медно-никелевого (и сопутствующего платиноидного) оруденения, а также выработка оптимальной стратегии поисково-разведочных работ зависят от разрешения сложнейших геологических проблем региона: природы и истории развития СКМ, места в ней ультрабазит-базитового магматизма, происхождения и эволюции металлоносной магмы, строения рудных полей и конкретных рудоносных интрузивов.

Главные трудности в исследовании структуры СКМ создают биостратиграфическая «немота», литофациальная монотонность и петрохимическое сходство слагающих его толщ метатерригенных пород, дислоцированность которых плохо поддается расшифровке и детальному картированию из-за отсутствия в них выдержанных маркирующих горизонтов, а в более глубоко метаморфизованных разностях – из-за полной маскировки первичной текстуры сло-

стости не совпадающей с ней сланцеватостью. Это, в частности, чрезвычайно затрудняет расшифровку структур рамы большинства реально или потенциально рудоносных интрузивов.

Несмотря на общее снижение интенсивности метаморфизма пород СКМ вверх по разрезу от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций, для массива в целом она считается результатом наложения на одно- или разновозрастные комплексы его разновременных и несовпадающих в пространстве ореолов (Лебедев, 1967), что резко снижает возможность использования степени метаморфизма пород для их возрастных корреляций.

Недостаточны геофизические данные о глубинном строении массива. Особую проблему представляет датирование его основных структурных элементов: множество радиоизотопных определений возраста пород СКМ, накопленных к настоящему времени, характеризуется чрезвычайно разбросом их значений для одних и тех же объектов (Виноградов и др., 1988). В связи с обновлением датировок постоянно перестраивается стратиграфическая схема региона, с изменениями содержания, мощности и названий ранее выделявшихся комплексов и толщ.

Наконец, расположение рассматриваемой структуры и рудоносной провинции в системе зрелой островной дуги или активной континентальной окраины вносит свою долю объективных неопределенностей и субъективных расхождений в трактовку генезиса её основных структурных элементов и перспектив связанного с ними оруденения.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО МАССИВА

Ввиду исключительной сложности проблемы геологической истории СКМ, излагаемые в этой работе сведения представляют лишь очередной вариант систематизации основных данных предыдущих исследований – в несколько ином ракурсе, с учетом полученных новых материалов и акцентом на магматический сульфидно-рудогенный (Cu-Ni) потенциал территории.

Основание разреза (ядро) Срединно-Камчатского массива слагает колпаковская серия – полиметаморфический комплекс интенсивно дислоцированных пород высоких ступеней амфиболитовой фации: мигматизированных кианитовых, силлиманитовых, кордиеритовых, биотит-гранатовых гнейсов и плагиогнейсов, с редкими прослоями гранатовых амфиболитов и кальцифиров. По сводке картировочных данных (Сидоренко, 2006) их толща разделена на две ме-

<sup>1</sup> Кувакин Г.В. (отв. Исп.) Структурно-металлогенический анализ и прогнозная оценка ресурсов Срединного и Ганальского массивов многометальной специализации. Отчет Срединного опытно-методического отряда за 1990-1994 г.г. Текст отчета. Петропавловск-Камчатский. ФГУ «ГФИ по Камчатской области и КАО», 1994. 283 с.

таформации: нижнюю – слюдяных плагиогнейсов мощностью до 2000 м, и верхнюю – мигматизированных амфиболовых плагиогнейсов (700 м). Петрохимические реконструкции указывают на образование пород серии по глинистым сланцам и грауваккам с горизонтами (линзами) вулканитов и известняков, – вероятно, в несколько фаз складчатости и прогрессивного метаморфизма, с явлениями позднейшего диафтореза (Ханчук, 1985). По радиоизотопным датировкам возраст протолита колпаковской серии принят протерозойским, возраст двух этапов ее метаморфизма – 140-127 и 70-60 млн. л. (Сидоренко, 2006).

Складчатое ядро массива перекрывается чехлом неравномерно (но в целом менее) дислоцированных метаморфитов из четырех толщ (свит, серий), объединяемых в общую малкинскую метаморфическую серию. Нижняя в ней, метатерригенная камчатская серия (или шихтинская свита), залегающая на колпаковской несогласно, с конгломератами в основании (Ханчук, 1985), сложена равномерно-зернистыми биотит-гранатовыми и двуслюдяными полевошпат-кварцевыми сланцами с примесью углистого вещества (графита) и пирита, с прослоями гнейсов, а также гранат-, ставролит-, андалузит-бластопорфирированными кристаллосланцами. Серия также разделена на две метаформации: микрогнейсовую (1600 м) и высокоглиноземистых кристаллосланцев (до 700 м). Sm/Nd – возраст протолита толщи 0.95 – 1.17 млрд. л., Rb/Sr – возраст метаморфизма (в фациях от амфиболитовой до эпидотовых амфиболитов) – 136-127 млн. л. (Сидоренко, 2006). В системе развитых в пределах массива дислокаций надвигового типа близкие по характеру метаморфизма и степени консолидированности колпаковская гнейсовая и камчатская кристаллосланцевая серии обычно составляют общий автохтонно-параавтохтонный комплекс района.

В северной части СКМ на породы камчатской серии и гранитный интрузив, прорывающий колпаковские метаморфиты, несогласно налегает метавулканогенная (первично субаквальная) андриановская свита – амфиболитов, метагипербазитов и амфиболовых сланцев (до 1000 м), локально сохранившаяся в понижениях фундамента. С метавулканитами свиты параллелизуются также секущие и пластовые тела амфиболитов в гнейсах колпаковской серии и в межформационном разделе её с малкинской серией; Sm/Nd – датировки этих образований дали значения 513, 505 и 479 млн. л. (Кузьмин и др., 2005). По последним картировочным данным (Сидоренко и др., 2006) свита, однако, переведена в разряд плутонического комплекса.

Все эти образования СКМ перекрывает терригенная толща углистых филлитовидных

сланцев и аркозовых слюдисто-полевошпат-кварцевых метаалевролитов и метапесчаников – хейванская свита, датируемая ранне-поздне меловым временем. Мощность исходных для нее глубоководных отложений окраинно-континентального типа (Объяснительная..., 2000) нарастает от сотен метров в понижениях сводовой части кристаллического массива до 2.3 км у его южного фланга. Установлен тектонический характер нижней и верхней границ свиты, считавшихся ранее нормально-стратиграфическими (Сляднев и др., 2006). Отложения метаморфизованы в фациях от эпидот-амфиболитовой в низах до зеленосланцевой в верхах разреза. Rb/Sr-определения возраста свиты показали значения 75 и 62 млн. л. (поздний мел) (Сляднев и др., 2006).

Разрез массива завершают вновь вулканогенные свиты: метапикрит-метабазальтовая алисторская и её фациальный аналог – туфогенно-зеленосланцевая химкинская свита (Ханчук, 1985), обе мощностью по ~600 м; ограничения алисторской свиты тектонические, химкинская перекрывает хейванскую свиту с постепенным переходом. На западном склоне СКМ алисторская свита тектонически перекрывается пластиной поздне меловой метавулканогенной квахонской свиты (1100 м) базальт-дацитового состава, с приразломными зонами глаукофан-сланцевого метаморфизма (Ханчук, 1985).

Метаморфизованные образования СКМ у его южного края перекрываются складчатыми фаунистически охарактеризованными флишоидными отложениями поздне меловой хозгонской свиты мощностью до 2600 м, на северо-востоке – тектоническим покровом одновозрастной ей вулканогенно-осадочной ирунейской свиты, на северо-западе – надвигом континентальных вулканомиктовых конглобрекчий (тектоно-гравитационных микститов) барабской свиты, по циркону из туфового прослоя датированной эоценом ( $50.5 \pm 0.9$  млн. л., Сляднев и др., 2006).

Далее к северу выходы формаций СКМ скрываются под миоцен-четвертичными вулканитами Срединно-Камчатской вулканической дуги. В северной трети выступа метаморфитов к ее производным относятся плейстоценовые отложения единственного в пределах СКМ вулкана Хангар, видимо замыкающего вулканическую дугу с юга. С запада и востока к сбросовым границам массива также примыкают поля преимущественного развития хозгонской и ирунейской свит.

У западного подножия СКМ на хозгонскую свиту налегают кунунская терригенно-осадочная свита (маастрихт, до 1100 м) и затем вулканогенная (базальт-риодацитовая) черепа-

новская свита (эоцен). Далее к западу и югу все эти образования погружаются под моласоидные толщи кайнозоя. С востока к СКМ по разломам примыкает ирунейская свита мощностью до 3000 м, согласно перекрываема субщелочной вулканогенной мел-палеогеновой кирганикской свитой (3000 м), в свою очередь согласно перекрываемой осадками палеоцена.

Таким образом, в строении СКМ ясно выделяются два структурных этажа: нижний, сложенный интенсивно смятыми и глубоко метаморфизованными породами колпаковской серии, образующими ядро массива, и верхний, сложенный сравнительно полого залегающими и слабее метаморфизованными терригенными и вулканогенными свитами малкинской серии, формирующими чехол массива. Эти соотношения, характерные для (суб-) континентальных плит, стали основанием для квалификации СКМ как активизированного фрагмента Охотоморской плиты (Ханчук, 1985). Совместные дислокации ядра и чехла массива выразились формированием в его сводовой части ряда гранито-гнейсовых куполов поперечником от ~20 до 60 км, с выходами в их центральных частях интрузий гнейсо-гранитов или метаморфитов колпаковской серии, окаймляемых толщами чехла (Шульдинер и др., 1987а).

Интрузивный магматизм в пределах СКМ (Сидоренко и др., 2006) представлен внедрениями древнейших гнейсо-гранитов крутогорского комплекса в колпаковские метаморфиты; интрузивной фацией андриановских метавулканитов; малыми интрузивами предполагаемой субвулканической фации алисторской свиты; телами ультрабазит-базитов никеленосного дукукского комплекса, прорывающими все толщи массива вплоть до химкинской; гранитоидами кольского комплекса, секущими все вышеперечисленные образования; концентрически-зональными дунит-клинопироксенит-габбровыми (в основном в пределах СКМ) и габбро-монзонитсиенитовыми (в полях вулканогенно-осадочных толщ восточного обрамления СКМ) интрузивами левоандриановского комплекса, считающимися комагматами кирганикской свиты и объединяемых с нею в одну субщелочную вулканоплутоническую формацию мел-палеогенового времени ( $59 \pm 4 - 44 \pm 3$  млн.л., К/Аг (Флеров, Колосков, 1976). Позднейшими в пределах СКМ являются субвулканические тела и дайки неогеновых гранодиорит-порфиров лавкинского комплекса, дайки роговообманковых андезитов — риодацитов кимитинского комплекса (неоген).

Геофизические данные о Срединно-Камчатском массиве неполны и недостаточно де-

тальны. В гравитационном поле существенно сиалический массив выделяется как область низких значений  $\Delta g$ , граничащая с зонами положительного поля на западе и на востоке и дифференцированного отрицательного поля на севере (Сидоров, Степанов, 2006). По другим данным (Шульдинер и др., 1987б) севернее массива распространена континентальная по мощности земная кора мафического типа, сложенная породами среднего-основного состава, характеризующаяся сильно сокращенным гранитно-метаморфическим слоем и, соответственно, повышенными плотностью и скоростями сейсмических волн.

Магнитное поле СКМ слабоотрицательное или околонулевое — на фоне положительного аномального поля его осадочно-вулканогенного окружения. Это объяснимо существенно безмагнетитовым минеральным составом пород СКМ: в метаморфитах глубинных водных фаций все железо входит в силикаты, в менее глубинных породах (возможно, продуктах размыва тоже безмагнетитового протолита) относительная восстановленность железа обеспечивается присутствием в них углистого вещества, и вместо магнетита в них содержится ильменит. Высокоплотные породы никеленосного дукукского комплекса слабо магнитны, и сочетание этих свойств в локальных аномалиях предложено в качестве поискового признака для обнаружения рудоносных интрузивов (Сидоров, Степанов, 2006). Положительными магнитными аномалиями на территории СКМ характеризуются более молодые интрузивы среднего-основного состава и породы вулкана Хангар.

Глубинная структура Камчатки в районе СКМ изучена единичными субширотными профилями ГСЗ и МОВЗ, но с разрывами как раз на участках пересечения массива. Интерполяция данных по сопредельным ему отрезкам профилей показывает вероятную мощность земной коры СКМ 39-40 км. Один из вариантов корреляционного анализа характеристик гравитационного поля Камчатки и данных ГСЗ (Сидоров, Степанов, 2006) показывает положение СКМ на западном склоне общекамчатской депрессии поверхности М, с изменением мощности коры в его пределах от 33 км на юго-западе до 43 км на востоке. На достигнутом уровне детальности исследований говорить о каком-либо индивидуальном отражении массива в структуре сейсмических разделов не приходится.

#### СЛОЖИВШИЕСЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ СКМ

Несмотря на длительное изучение, интерпретация природы Срединно-Камчатского массива

остаётся неоднозначной, эволюционируя со сменой ранних фиксистских тектонических концепций современными мобилистскими, коллизионно-аккреционными. Выступ метаморфитов представлялся как срединный массив (горст-антиклинорий) в системе геосинклинальной складчатости полуострова (Апрелков, Бондаренко, 1965; Власов, Кленов, 1964), как выход сиалического фундамента зрелой островодужно-геосинклинальной системы – часть парного (вместе с более мафическим Ганальским массивом) метаморфического пояса (Лебедев и др., 1979), как отторженец активизированного края Охотоморской плиты (Ханчук, 1985), интерпретировался в качестве выступа складчатого фундамента Западно-Камчатской микроплиты (Объяснительная..., 2000), в виде сорванного с мантийного основания блока коры Азиатского континента (Константиновская, 2002), Срединно-Камчатского метаморфического террейна в составе Сахалино-Камчатского орогенного пояса (Геодинамика..., 2006).

В концепции тектоники плит, таким образом, СКМ рассматривается либо как часть (выступ фундамента) более крупных аллохтонов, либо как самостоятельный аллохтон, либо как композитный террейн в структуре камчатского сектора аккреционной окраины Азиатского континента. Во всех мобилистских вариантах предполагается появление Срединного массива в системе других докайнозойских структур Камчатки в результате тектонического транспорта их элементов из внутренних районов Пацифики в субмеридиональном и (с олигоцена) северо-западном направлении, чем и обуславливается преобладающее северо-восточное, поперечное стрессу, простираение структур полуострова. Объективно ослабляет геосинклинальную концепцию и «работает» на мобилистские гигантский временной разрыв в геологической летописи Камчатки: отсутствие на ее территории отложений с возрастом от среднего палеозоя до позднего мезозоя.

Помимо отмеченных концептуальных расхождений, существенным источником неопределенностей и противоречий в трактовке природы СКМ являются до ныне получаемые – самыми новейшими методами! – диаметрально расходящиеся датировки пород разных элементов его структуры, понимаемые либо как возраст их протолитов, либо как возраст метаморфизма. Так, возраст колпаковской серии, определенный Pb/Pb-методом по цирконам, составил 1.3 млрд. лет (Кузьмин, Чухонин, 1980), Sm/Nd-методом – 1 млрд. лет (Кузьмин, Беляцкий, 1999) – допуская, таким образом, вероятность существования на месте Камчатки крупных блоков сиалической земной коры в протерозое. Определен также архейский

возраст ядер цирконов их вероятного протолита (Bindeman et al., 2002), при возрасте оторочек большинства зерен 77 млн. лет (возраст метаморфизма). Однако в этих же пробах присутствуют и незональные (метаморфические?) цирконы с возрастом 47-53 млн. лет. Sm/Nd-возраст андриановской свиты, как отмечалось, 479-513 млн. лет (кембрий-ордовик, Кузьмин и др., 2005). Все эти данные не исключают вероятность аккреции к Азиатской окраине и чужеродного элемента (микроплиты и т.п.) с указанными возрастными характеристиками.

Новая серия U/Pb (SHRIMP) – датировок по цирконам (Hourigan et al., 2003) показала возможное соответствие возраста протолита колпаковской серии концу раннего – началу позднего мела, возраста прорывающих эти породы гнейсо-гранитов Крутогоровского интрузива – позднему мелу (78,5 + 1.2 млн.л.), возраста протолита сланцев камчатской серии – палеоцену. Пик метаморфизма (мигматизация) пород СКМ и внедрение синкинематических гранитоидов кольского комплекса приходится на ранний эоцен (51-52 млн.л.).

Представление о шарьяжно-складчатом строении СКМ было впервые высказано Г.В. Жегаловой (1978). Одно из первых описаний тектонически-покровного строения чехла СКМ в его северной части (бассейн р. Евсейчихи) сделано Л.А. Савостиным с соавторами (1992), установившими шовную природу перекрытия сланцев камчатской серии метабазами андриановской. По характеру разреза последней – с гранатовыми амфиболитами, гнейсированными габбро и тальк-актинолитовыми сланцами в нижней части, кварцитами и метабазами в верхней – предполагается его соответствие верхам коры океанического типа, пластина которой была обдуцирована на терригенный комплекс СКМ. Rb/Sr – датировка развитых в шовной зоне линзовидных тел палингенных гранатовых плагиогранитов показала возраст надвига  $66 \pm 10$  млн.л. (Бондаренко и др., 1992).

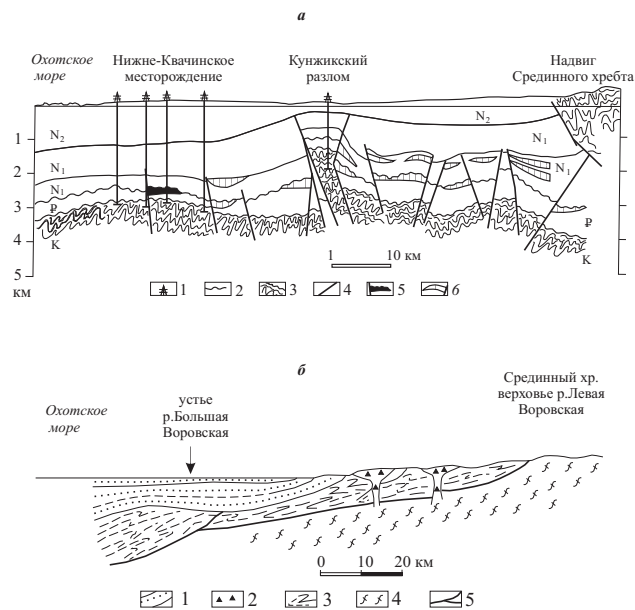
А.В. Рихтером (1995) в верховьях р. Крутогорова описано шарьирование андриановской свиты (перекрываемой хейванской и химкинской свитами) на гнейсо-граниты крутогоровского комплекса и кристаллосланцы камчатской серии, - с серпентинитовым меланжем в основании покрова. По геохимическим параметрам, однако, метабаза свиты отнесены к островодужным образованиям. Амплитуда надвигов неизвестна, но общий аллохтонный характер толщ чехла СКМ (за исключением камчатской серии) не позволяет отождествлять его с фрагментом Охотоморской плиты.

В одном из вариантов мобилистской модели эволюция СКМ рассматривается как пример

усложнения структуры и увеличения мощности коры аккреционной окраины Азиатского континента в процессе ее коллизии с Озерновско-Валагинской островной дугой, фрагментом которой считается кирганикская свита (Зинкевич и др., 1994, Константиновская, 2002). Метаморфическое ядро массива вместе с вышеотмеченным шарьяжным комплексом, названным Малкинским террейном, было встроено в структуры окраины в маастрихте. С приближением дуги, зона субдукции которой была наклонена в сторону океана (Шапиро, 1995), и постепенным закрытием задугового бассейна (Ирунейского моря) происходило «сдирание» морских осадочных толщ (хозгонской свиты) с подминавшейся под дугу приконтинентальной части плиты, их скупивание и надвигание на край континента. Вслед за этим произошло шарьирование придуговых, осадочно-вулканогенных отложений ирунейской свиты на северную часть СКМ и «в обход» ее далее к северо-западу; у восточного края СКМ произошло утыкание в него надвигавшихся толщ по разлому восточного ограничения – «сутурному Андриановскому шву». Стрессовые напряжения вызывали внутреннее тектоническое расслаивание коры континентальной окраины, со срывами ее блоков с мантийного ложа, формированием аккреционной призмы, складчатости и с выдавливанием отдельных массивов в верхние горизонты коры (поднятия фундамента в кайнозойных отложениях Западной Камчатки) и на дневную поверхность (СКМ). Одновременно по данным газопоисковой геофизики (Козьянин, 1990) считается, что разломы западного ограничения СКМ запрокинуты к западу, и оно имеет характер надвига уже и на кайнозойские толщ (рис. 2а), а восточное ограничение – характер взброса по субвертикальным разломам Андриановского шва.

С этапом описанной палеоцен – раннеэоценовой коллизии связывается метаморфизм с образованием в колпаковских гнейсах генерации цирконов с возрастом 47-53 млн.л.(Bindeman et al.,2002). Из проявлений син- и постколлизиионного магматизма обсуждается лишь внедрение пироксенитовых и габбро-сиенитовых интрузий вдоль Андриановского шва, в предположительной связи с субдукцией.

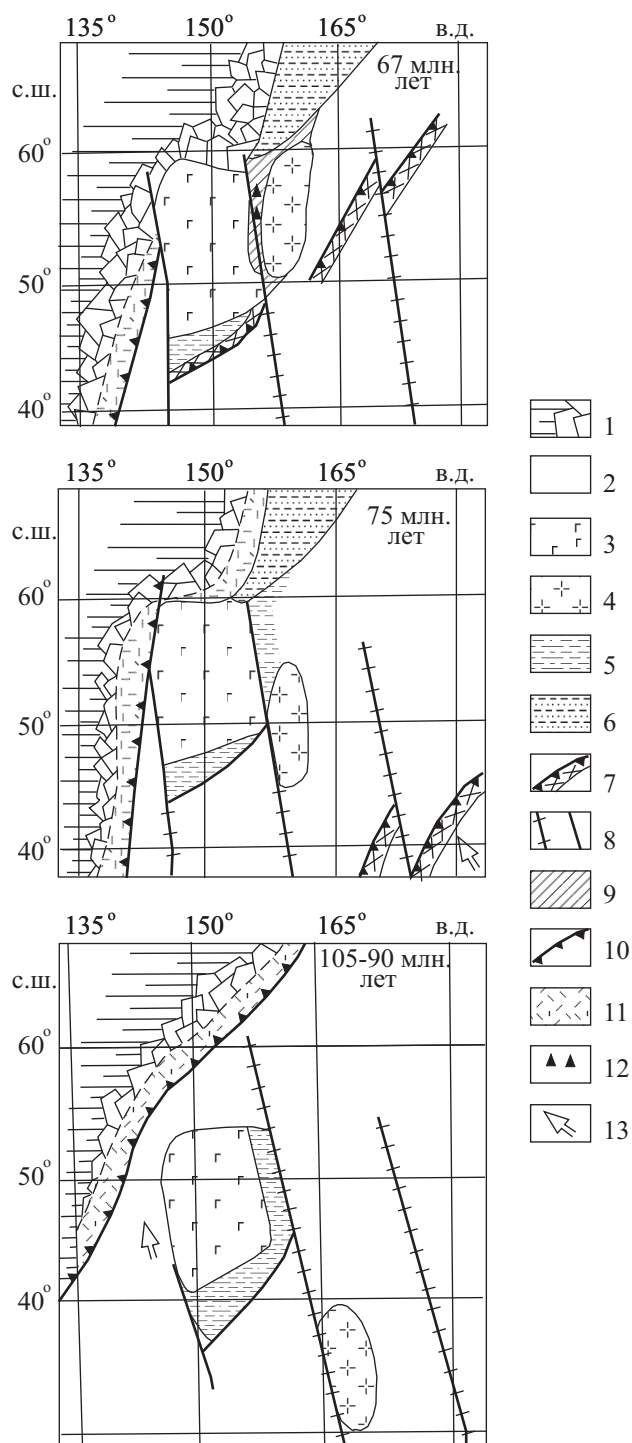
Новые геофизические данные о соотношениях структур Охотоморского бассейна и Камчатки (Sadwell et al.,1995) дали возможность подойти к комплексу обсуждаемых проблем СКМ с «западного направления» (Богданов, Чехович, 2002). Выявленная вдоль западного побережья Камчатки протяженная коллизонная Палано-Омгонская зона, простирающаяся до траверса с направлением Малко-Петропавловской зоны



**Рис. 2.** Некоторые представления о строении западной части Срединно-Камчатского массива по близко расположенным профилям. *а* – по (Козьянин, 1990): 1 – разведочные скважины; 2 – поверхность несогласия; 3 – метаморфизованные породы фундамента; 4 – тектонические нарушения; 5 – залежи газоконденсата; *б* – прогнозируемые залежи; *б* – по (Богданов, Чехович, 2002): 1 – кайнозойский осадочный чехол; 2 – надсубдукционные вулканы датского возраста; 3 – юрско?-меловые терригенные комплексы пассивной окраины Западно-Камчатской микроплиты; 4 – метаморфические комплексы ее фундамента; 5 – разломы, надвиги. Положение разрезов см. на рис.1.

поперечных дислокаций, отделяет ее от ложа Охотского моря, закрывая, таким образом, вопрос о предполагавшейся принадлежности части Камчатки Охотоморской плите. Это делает обоснованным выделение ее западной части (западнее Центрально-Камчатской депрессии, но с включением Ганальского массива) в качестве палео-микроконтинента - террейна Западно-Камчатской микроплиты. По палеотектонической реконструкции она перемещалась вдоль трансформных разломов из внутренней области Пацифики в субмеридиальном направлении. В раннем маастрихте она столкнулась с Азиатской окраиной на севере и ранее причленившейся к ней Охотоморской плитой на западе, образовав на стыке коллизонную зону сжатия и аккреции (рис. 3).

В отличие от Охотоморской плиты с ее сокращенной корой переходного типа, Западно-Камчатская микроплита характеризуется полной выраженной корой континентального типа с трехъярусным строением. Основание ее составляет метаморфический фундамент, частично выходящий в Срединном и Ганальском массивах и образующий автохтон. На нем залегают деформированные тектонические пластины



**Рис. 3.** Палеотектонические реконструкции Охотоморского региона (Богданов, Чехович, 2002). 1 – Евразийский континент; 2 – океанические области; 3 – Охотоморская плита; 4 – Западно-Камчатский микроконтинент; 5 – глубоководные котловины окраинных морей; 6 – Северо-Корякская аккреционно-коллизонная область; 7 – островные дуги; 8 – разломы: *a* – трансформные, *б* – прочие; 9 – Палано-Омгонская зона; 10 – зоны субдукции; 11 – Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс; 12 – бимодальные вулканы Палано-Омгонской зоны; 13 – направление перемещения литосферных плит.

и покровы, сложенные юрско-меловыми вулканическими, вулканогенно- и терригенно-осадочными породами различной геодинамической природы и кайнозойские молассы. По характеру их деформаций устанавливается перемещение шарьяжей с запада на восток, – в частности, до подножий существовавшего уже тогда на месте СКМ поднятия в осадочном обрамлении (рис. 2б). «Корнем», источником этих средне-поздне-маастрихтских шарьяжей была Палано-Омгонская зона коллизонного сжатия. Последующее усложнение созданных структур было связано уже с раннеэоценовой коллизией Озерновско-Валагинской островной дуги с востока.

На основе отмеченных выше новейших датировок и структурных исследований, установивших следы как надвиговых, так и позднейших сбросовых движений по Андриановскому шву, была предложена наиболее радикальная мобилистская концепция практически одноэтапного, геологически-быстротечного образования массива (Кирмасов и др., 2004). Согласно ей, описанные выше толщи (свиты) пород малкинской серии (начиная с андриановской) трактуются в качестве тектонических чешуй (пластин) разного возраста и происхождения, совмещенных в общий деформированный пакет. Протолиты колпаковских гнейсов и кристаллосланцев камчатской серии, в качестве которых рассматриваются соответственно нижняя и верхняя части позднемеловой хозгонской свиты, прорванные гранитами крутогорского комплекса, служили автохтоном, который, начиная с ~55 млн. л. н., был быстро и глубоко захоронен под образованиями надвинувшейся на него энсиматической Озерновско-Валагинской островной палеодуги (пластина андриановской свиты) и чешуями окраинно-морских (ирунейских) отложений. Погружение всего пакета сопровождалось поднадвиговыми складчатостью (колпаковская толща), общим метаморфизмом и гранитообразованием. После прохождения отмеченного максимума напряженности этих процессов (около 52 млн. л. н.) началось воздымание и тектоническое разрушение массива, с внедрением синкинематических гранитоидов кольского комплекса и выведением метаморфитов на поверхность по краевым «пластичным сбросам» – подобно метаморфическим ядрам кордильерского типа (Hourigan et al., 2003; Соловьев, 2005).

Предлагаемый в качестве рабочей концепции, изложенный вариант развития СКМ учитывает не все геологические реалии. Так, из приведенной схемы совсем выпадает терригенная хейванская свита: именно она, а не вулканогенно-осадочная ирунейская свита залегает на поверхности массива, а на его южном



фланге перекрывается практически метаморфизованными флишоидами хозгонской свиты. Неясно, почему отложения ирунейской толщи, располагавшиеся ближе к области массива, оказались надвинутыми позже, чем вулканиты более удаленной Озерновско-Валагинской дуги, преобразованные, по авторам, в андриановскую свиту. Обойдена вниманием судьба Ганальского массива, располагавшегося? на пути надвигавшихся масс. Необъясненной остается сама локальность, ограниченность по простиранию предполагаемого аномально мощного «наслоения» надвигавшихся по всей Камчатке тектонических чешуй и, соответственно, неясна природа его южного и северного ограничений, неслучайно, очевидно, маркируемых оставшимися за рамками модели ультрабазит-базитовыми магматитами никеленосного комплекса.

Выявление широкого развития надвиговых дислокаций в структуре СКМ и перевод большинства межформационных разделов, ранее считавшихся стратиграфическими (Ханчук, 1985), в разряд тектонических (Савостин и др., 1992; Рихтер, 1995; Сляднев и др., 2006) (а метаконгломератов с плавающей галькой в основании некоторых толщ – в катаклазиты-милониты с тектоническими окатышами) – сильная аргументация в пользу аккреционного происхождения массива. В то же время неопределимость амплитуд и направления смещений по большинству этих пологих разрывов, а также возможность образования части из них и при гравитационном соскальзывании толщ перекрытия ядра массива в ходе его воздымания (см. далее) не позволяют придавать указанным аргументам значения бесспорных.

Надо отметить, что существенным пробелом в исследовании эволюции СКМ является практическое отсутствие литофациального анализа окружающих его осадочных толщ, позволившего бы установить, на каких этапах он являлся областью размыва и источником их материала. В пределах массива в составе отмеченных метаконгломератов высокометаморфизованные породы (гнейсы), по последним данным (Сляднев и др., 2006), присутствуют лишь в эоценовой барабской свите, а обломочные метаморфогенные минералы – в песчаниках тальниковской свиты (палеоцен), далеко к востоку от СКМ (Константиновская, 2002).

#### МЕСТО И РОЛЬ НИКЕЛЕНОСНЫХ МАГМАТИТОВ В ЭВОЛЮЦИИ СРЕДИННОГО МАССИВА

Очевидно, происхождение и эволюция столь сложного геологического образования, как Срединно-Камчатский массив, далеки от согласованного понимания. Это сказывается и

на представлениях о тектонической позиции и генезисе связанных с ним никеленосных базитов. Если в геосинклинальной концепции они рассматриваются как органичный атрибут магматизма и металлогении срединных массивов, а в «плитном» варианте – как вероятные интрузивные комагматы алисторских метапикритоидов-метабазитов, в свою очередь параллелизуемых с предполагаемой трапповой формацией Охотоморской плиты (Ханчук, 1985), то в мобилистских построениях либо считаются аллохтонными фрагментами («тектоническими клиппами») офиолитового слоя океанической коры в основании «андриановско-ганальского надвигового комплекса» (Бондаренко, 1992), либо игнорируются вовсе.

Между тем положение никеленосных интрузивов в структуре СКМ может пролить свой свет на его природу и эволюцию. Для понимания условий проявления никеленосных магматитов, маркирующих, как отмечалось, северную и южную – юго-восточную границы СКМ (и для оценки перспектив их поисков в его центральных частях) важно более точное представление о характере этих границ и степени геологической индивидуализированности массива в целом: является ли он самостоятельной структурой или только частью, выступом метаморфического фундамента более обширной территории, имеющим продолжение на глубине. По данным ГСЗ и МОВЗ (Мишин, 1997; Потапьев, 1974) такое продолжение – в виде близкого по свойствам гранитно-метаморфического слоя мощностью 20–25 км – имеет место к западу и востоку от отмеченных дизъюнктивных границ массива на глубине 6–10 км. Сходные параметры коры устанавливаются и на удалении от СКМ к югу (Мишин, 1997). По его северному ограничению геофизические данные неоднозначны, но в любом случае актуальны вопросы: почему произошло воздымание именно блока СКМ и с каким тектоническим событием (процессом) связано внедрение мантийной никеленосной магмы по его границам.

Наиболее вероятно, что ядро СКМ изначально (в доскладчатое или в доаккреционное время) имело меньшую плотность сравнительно с сопредельными участками, представляя, возможно, некую неоднородность в основании подвижного пояса или тектонически-эрозионный останец «гранитного» слоя коры, находившийся в одном блоке (композитном террейне, микроплите) с Ганальским массивом и отмечавшейся узкой зоной поднятия к юго-востоку от него. Последние элементы подверглись более существенной тектонической переработке в ходе развития и миграции островодужного режима Камчатки в кайнозой, а плотностное отличие блока СКМ

могло возрасти в результате метаморфической дифференциации и гранитообразования в его «корнях».

Тип проявленной в связи со Срединным массивом мантийной никеленосной магмы – высокомагнезиальной, кремнеземистой и высоководной бонинитоподобного характера (Селянгин, 2006, 2007), опознаваемый по свойственной ей последовательности кристаллизации ранних минералов (оливин → ортопироксен → ...) – считается тектонически-индикаторным, в первую очередь (при соответствующей геохимической характеристике) для обстановки надсубдукционного вулканизма ранних этапов развития энсиматических островных дуг. Присутствие полнокристаллических ультрамафических пород, считающихся производными подобной магмы, даже в таких крупных интракратонных интрузивах, как Бушвельд и Великая Дайка Родезии, побуждает исследователей и для них отыскивать возможные палеозоны субдукции в протерозое (Natton, Sharpe, 1999).

В более широком аспекте кортландит – амфиболовый пироксенит – габбро-норитовые ассоциации могут рассматриваться как водные варианты гарцбургит – ортопироксенит – габбро-норитовой формации (Селянгин, 2006), связанной в основном с интра- или окраинно-континентальным рифтогенезом, но также и с орогенными зонами (Налдретт, 1984; Шарков и др., 1997). Водные разности тяготеют к пограничным ситуациям, и в том числе – к блокам континентальной коры типа срединных массивов в структуре активных континентальных окраин и энсиалических островных дуг (см. библиографию в (Конников и др., 2006; Старков, 1970)), где выявление синхронного их активизации рифтогенеза проблематично. В то же время приуроченность и «сухих», и водных интрузивных базит-гипербазитов к участкам коры континентального типа – наиболее универсальное, видимо, свойство их тектонической позиции – указывает на вероятность не ювенильно-мантийной, а гибридной природы их магм как результата контаминации пикритидных протоплавок сиалическим веществом коры (Шарков и др., 1997; Evans et al., 2000), с чем связывается и насыщение их сульфидами.

С другой стороны, нельзя исключать, что проявленные у границ СКМ интрузивы никеленосной формации представляют лишь прилегавшие к нему (с частичным «перекрытием») и поднятые при его «всплытии» части более протяженного пояса подобных интрузивов, локализованных, в основном, в более плотных породах на глубине.

В истории развития СКМ магматиты кортландит – амфиболовый ортопироксенит –

габбро-норитового ряда уникальны. Предшествовавшие им и следовавшие на них (?) проявления ультрабазит-базитового магматизма – соответственно андриановской, алисторской свит и левоандриановского дунит – клинопироксенит – габбро-монзонитового комплекса – отличаются обычным толеитовым порядком кристаллизации (оливин → клинопироксен → плагиоклаз...), а последние и щелочным уклоном. Ограниченный пикрит-базальтовый диапазон дифференциации вулканитов и субвулканических тел указанных свит говорит о быстром трансформационном поступлении их магм, без формирования глубинных промежуточных камер, где могли бы развиваться процессы контаминации (в случае сиалического типа коры) и дифференциации. Щелочно-базальтовая магма позднейших интрузий могла внедряться в уже более холодные породы мезоабиссального-гипабассального уровней, где, вероятно, быстрее самоизолировалась кристаллизацией от примешивания вещества вмещающих пород.

Пространственно и по возрасту ближайшим к интрузивам никеленосной формации надсубдукционным вулканическим комплексом является средне-позднеэоценовая черепановская свита на западном склоне СКМ, относимая к Западно-Камчатско-Корякскому (Кинкильскому) окраинно-континентальному вулканическому поясу (Авдейко и др., 2003; Филатова, 1988). Нахождение в ней вулканитов бонинитового типа могло бы стать аргументом в пользу связи никеленосных интрузивов с режимом субдукции. По условиям общей тектонической ситуации (островодужная система), ограниченности объемов и кратковременности проявления никеленосного магматизма СКМ нет оснований связывать его и с деятельностью мантийного плюма.

Определение соответствующего никеленосному магматизму тектонического события (процесса), очевидно влиявшего и на структуру Срединного массива, остается актуальным. Соответственно, актуально и надежное определение возраста никеленосных интрузий. Обзор множества выполненных до недавнего времени их радиологических (K/Ar) датировок (Щека, Чубаров, 1987) показывает необычайно широкий диапазон значений от 220 до 80 млн. л.н. Новые U/Pb (SHRIMP) – определения возраста рудоносных магматитов южной зоны камчатской никеленосной провинции (интрузив Кувалорог (Конников и др., 2006)) и Rb/Sr-датирование одного из интрузивов северной зоны (Шанучское рудное поле (Сидоров, Степанов, 2006)) показали близкие значения – соответственно 57-51 и 49 млн. л. Еще одна серия U/Pb датировок по цирконам (Сидоренко и др., 2006) показала

возможное наличие двух возрастных групп интрузивов, объединяемых в дукукский комплекс:  $78 \pm 2$  и  $48 \pm 3$  млн. л. Эти данные приведены без привязки к конкретным интрузивам (кроме интрузива месторождения Шануч – указанное минимальное значение), с оговоркой о необходимости уточнения. Ввиду высокой ассимиляционной способности исходной для интрузивов магмы можно предполагать, что более древние даты связаны с захватом ею цирконов вмещающих пород, а наиболее вероятными являются минимальные, компактно группирующиеся значения  $\sim 50$  млн. л. Они практически совпадают с вышеприведенным значением возраста последнего в СКМ этапа деформаций, метаморфизма и гранитообразования (55-51 млн. л.), показывая, таким образом, вероятную принадлежность никеленосных магматитов к общему с ними тектоно-магматическому циклу.

В геосинклинальной теории это время ларамийской фазы складчатости. Меловые толщи повсеместно подверглись надвиговым дислокациям и складчатости. На Западной Камчатке, по концепции мобилизма ставшей частью жесткой аккреционной структуры, глубоководный режим осадконакопления сменился прибрежно-морским накоплением молассовых толщ. Тектонический режим палеоцена – раннего эоцена характеризовался дифференцированными движениями с формированием обширных впадин, открытых в акваторию Охотского моря, и осложняющих их узких меридиональных грабенов и впадин второго порядка, заполнявшихся грубообломочными отложениями мощностью до первых километров. Разделявшие их поднятия характеризовались сокращенной мощностью осадков или даже частичным их размывом.

По одним представлениям описанная структура связана с режимом общего растяжения на Западной Камчатке (Объяснительная ..., 2000), по цитированным выше моделям мобилизма в конце мела – начале кайнозоя здесь господствовал режим коллизионного сжатия.

Подобное вышеотмеченным подводное поднятие могло представлять и перекрытое осадками ядро СКМ ко времени предполагаемой коллизии с надвинувшимися с юго-востока – как раз на этапе ларамийского тектогенеза(!) – комплексами окраинного моря и Озерновско-Валагинской островной дуги. По такой схеме тектоно-магматическая активизация Срединного массива, «утопленного» надвигами в конце палеоцена – раннем эоцене, должна была сопровождаться и магмогенерирующим возмущением мантийных глубин, для собственно аккреционной модели проблематичным. Активизация могла начаться поднятием теплового фронта в основании массива, общим

метаморфизмом и мигматизацией ранее метаморфизованных пород его ядра, внедрениями мантийной высокомагнезиальной бонинитоподобной магмы по границам СКМ на его южном и северном флангах. С дальнейшим разогревом «корней» массива произошли выплавление и внедрение гранитоидной магмы, формирование гранито-гнейсовых куполов, а затем вновь интрузии мантийной, уже субшелочной базальтовой магмы левоандриановского комплекса и, наконец, общее инверсионное поднятие. Однако осуществление такого сценария не менее, а гораздо более вероятно как результат развития подвижного пояса геосинклинального типа.

Об эволюции структуры СКМ на позднейшем этапе можно судить с большей определенностью – по характеру распространения и особенностям залегания толщ метаморфитов его чехла (малкинской серии) и внедренных в них интрузивов. На поверхности массива мощность этих полого залегающих толщ измеряется сотнями метров, до 1.5 км. Они, в основном, резко обрываются у его западной и восточной границ, имеющих характер крупноамплитудных сбросов, но облекают (с сопутствующими срывами) ядерную часть массива у его северного и южного окончаний – с резким нарастанием мощности и дислоцированности метатерригенных свит, приобретающих здесь флексурную, изоклинально-складчатую и складчато-блоковую структуру (см. разрезы на рис. 1). Это менее наглядно выражено на северном фланге массива, интродуцированном гранитоидами, перекрываемом надвигом ирунейской свиты и полями четвертичных вулкаников, но хорошо проявлено на южном фланге. Здесь хейванская свита, достигающая мощности 2.3 км и смятая в изоклинальные складки, с пологими ( $15-35^\circ$ ) срывами в зоне контакта с подстилающими сланцами камчатской и колпаковской свит (по р. Квинум), погружается к югу под складчатую толщу верхнемеловой хозгонской свиты и отложения кайнозоя.

Сокращенные мощности и пологое залегание толщ малкинской серии в приосевой части массива сравнительно с фланговыми зонами рассматривались А.И. Ханчуком (1985) в качестве свидетельства его плитной природы. Ранее эти же данные, с акцентом на резко увеличивающуюся степень складчатости указанных толщ на флангах массива, отмечались как признаки существенной роли гравитационной тектоники в формировании его структуры (Апрелков, Бондаренко, 1965).

Это последнее положение подтверждается характером залегания никеленосных интрузивов дукукского комплекса, локализованных большей частью именно в северной и южной зонах

обрамляющей складчатости массива, обладающих, как отмечалось, расслоенными структурами и круто опрокинутых соответственно в северных и южных направлениях (Селянгин, 2006, 2007; Селянгин и др., 2006<sup>2</sup>).

На северном фланге СКМ (Шанучское рудное поле) малые интрузивы дукукского комплекса, внедренные в кристаллосланцы камчатской серии и крутогоровские гнейсо-граниты в полосе протяженностью 10–12 км и шириной ~2 км, опрокинуты до 90° в северных румбах. Вмещающие породы, очевидно, образуют крутопадающее крыло флексуры облекания северного края ядра СКМ. На его южном фланге расслоенные силлообразные интрузивы рудопроявлений Квинум I и II, занимавшие межформационное положение на первично субгоризонтальном контакте ядра и хейванской свиты, наклонены до 35° на юго – юго-запад (Чубаров и др., 2005), соответственно ныне облекающему край ядра положению свиты и поверхности срыва в ее основании. Расслоенность штокообразного интрузива Кувалорог, полностью вмещаемого складчатой хейванской свитой, в целом падает до 80° на юго-восток. В то же время расположенный севернее, на краю ядра СКМ, лополитообразный интрузив Дукук характеризуется наклоном расслоенности на северо-восток до 30° (личное сообщение Э.Г. Конникова), обусловленным, видимо, блоковой дислокацией.

Опрокинутость никеленосных интрузивов чехла СКМ является важнейшим фактором расшифровки структуры СКМ и рудных полей, локализованных в практически структурно-«немых» толщах метаморфитов (с уничтоженной метаморфизмом слоистостью исходных пород, как в колпаковской и камчатской сериях, или с высокой пликвативно-дизъюнктивной дислоцированностью при отсутствии маркирующих горизонтов, как в хейванской свите).

Учет присутствия, внутренней структуры и структурного положения интрузий никеленосных ультрабазит-базитов в Срединном массиве вносит определенные ограничения в трактовку его происхождения. Внедренные практически во все толщи СКМ – от гнейсовой колпаковской на краях его ядра до слабо метаморфизованных хейванской и химкинской в чехле – они должны были играть роль «сшивающего» комплекса, посткинematического по отношению к обсуждавшимся надвиговым дислокациям, и являются безусловно предкинematическими

для этапа поднятия массива с гравитационными соскальзыванием и складчатостью толщ его чехла, указывая, что на этом позднейшем этапе эволюции СКМ деформации всех слагающих его структурных элементов (ядра, покровов, интрузивов) происходили уже совместно.

Симметрично-противоположное опрокидывание интрузивов, внедренных в толщи чехла СКМ, относительно его ядерной части указывает направления оползания сминавшихся в складки толщ, свидетельствуя, что причиной этих дислокаций было блоково-глыбовое поднятие «колпаковского» ядра массива, игравшего роль жесткого, очевидно ранее консолидированного «поршня» по отношению к менее компетентным толщам чехла. Это противоречит изложенной выше «пакетной» концепции происхождения СКМ в части утверждаемых ею однократности метаморфизма его пород и одноактности его образования. При этом надо иметь в виду, что если относительно крупные интрузивы никеленосного комплекса подвергались только перемещению, опрокидыванию и нарушению разломами, то более мелкие (в частности, бывшие подводные каналы крупных) могли подвергаться и более существенным деформациям, с разрывами и достаточно далеким «растаскиванием» их фрагментов. Возможно, такими фрагментами являются многочисленные малые, плохо обнаженные тела в разной степени оруденелых кортландитов – габбро-норитов в южной (Квинум-Кувалорогской) зоне никеленосной провинции.

Для понимания эволюции СКМ существенна также оценка мощности толщ пород, перекрывавших его во время внедрения никеленосных интрузивов и смещенных, снесенных с него в процессе позднейшего поднятия. Интрузивы дукукского комплекса принадлежат абиссальной – мезоабиссальной фациям глубинности. Оценки величины давления при их кристаллизации по минералогическим барометрам показали значения 6.3–8 кбар для пород контактового ореола интрузива Кувалорог (Щека, Чубаров, 1987) и 5–7 кбар для пород интрузивов Шанучского рудного поля (Селянгин, 2003). Эти оценки, предполагающие мощность «покрышки» над интрузивами 15–24 км, представляются завышенными. Правильнее, вероятно, основываться на оценках параметров общего, фонового метаморфизма толщ малкинской серии на уровнях внедрения интрузивов. Последние являются поздне-синметаморфическими, о чем свидетельствует зависимость мощности ореолов контактовых изменений вмещающих пород от их положения в геологическом разрезе. Она варьирует от первых дециметров в сланцах камчатской серии (но с приконтактовым

<sup>2</sup> Селянгин О.Б., Кононов В.В., Сидоров М.Д. Отчет по теме «Сравнительное прогнозно-геохимическое изучение рудоносных и безрудных интрузий Шанучского рудного поля с целью разработки стратегии ГРП». Т.1. Петропавловск-Камчатский. Фонды ЗАО НПК «Геотехнология», 2006. 250 с.

плавлением содержащихся в ней и, очевидно, прогретых гнейсо-гранитов) до десятков метров в хейванской свите. Сами интрузивы, внедренные в толщи разных ступеней метаморфизма, динамотермальному метаморфизму не подвержены, — за исключением брекчирования, рассланцевания и ретроградных изменений пород их эндоконтактных оболочек и приразломных зон. В большей мере подобным изменениям подвержены лишь интрузивы месторождения Шануч, оказавшиеся в зоне воздействия позднее внедрившегося интрузива гранитоидов кольско-го комплекса.

Оценка параметров метаморфизма пород малкинской серии (Шульдинер и др., 1987а) показывает диапазон давлений от 1.5 до 3.5 кбар (4.5-10.5 км). Наиболее вероятным представляется интервал глубин становления никеленосных интрузивов порядка 6-10 км. «Покрышка» такой мощности, вероятно, могла быть создана «пакетным» наслоением шарьяжей на древнее ядро СКМ. Однако сходной мощности перекрытие получается и при его реконструкции путем умозрительного обратного «стягивания» над сводом СКМ окружающих, вероятно смещенных с него и значительно эродированных толщ меловых-палеогеновых отложений: хозгонской, кунунской, квахонской и, возможно, черепановской свит с запада, ирунейской и кирганинской с востока. (Для последней такое подтягивание означало бы и логичное сближение с ее «корнями» — комагматичными ей интрузивами левоандриановского комплекса).

Завершая обзор конкурирующих тектонических концепций происхождения СКМ и связанного с ним никеленосного магматизма, приходится констатировать, что решающих, бесспорных аргументов в пользу коллизионно-аккреционных моделей пока не находится.

Позднее Срединный массив оказался встроенным в общую гетерогенную морфоструктуру с возникшей севернее его Срединно-Камчатской вулканической дугой, образовав вместе с ней Срединный хребет Камчатки. Заложение вулканической дуги относится к концу олигоцена (Авдейко и др., 2003), когда Срединный массив уже представлял область устойчивого поднятия (Апрелков, Бондаренко, 1965).

Положение питающих вулканы очагов мантийного маглообразования определяется зонами субдукции и, соответственно, положение самих вулканических дуг практически не зависит от приповерхностной геологической структуры и рельефа местности. Поэтому указанная «встроенность» массива в первом приближении может считаться и случайной. Однако сама возможность поднятия магмы до поверхности и формирования ею вулканических построек

определенной высоты зависят от указанных факторов, поскольку определяются соотношением плотностей магмы и пересекаемых ею пород (плавучестью магмы (Walker, 1989)) и — в пределе — уровнем её гидростатического равновесия (Холмс, 1949). При прочих равных условиях наиболее благоприятными для развития вулканизма являются участки земной коры повышенной плотности и понижения в рельефе.

В этих аспектах показательна разница в характере проявления вулканизма (магматизма) неоген-четвертичного времени в вулканическом поясе и СКМ, — также, в частности, указывающая, что сиалические комплексы последнего под вулканическую дугу, вероятнее всего, не распространяются. Образованию в основании дуги ранней неогеновой андезит-риодацитово-й формации (Шеймович, Патока, 1989) в пределах массива соответствуют, по всей видимости, поля изначально «слепых» даек амфибол-плагиоклазовых андезитов — риодацитов кимитинского комплекса. Но особенно наглядна разница характера вулканизма четвертичного периода: в то время как в пределах вулканической части Срединного хребта извергались и росли высокие вулканы с существенной долей базальтоидного материала, сквозь сиалическую толщу поднятого Срединного массива оказался возможным прорыв лишь низкоплотной газонасыщенной кислой магмы — в виде взрывообразного извержения, сформировавшего единственный в пределах массива кальдера-вулкан Хангар (т.е. отрицательную форму рельефа), с небольшой долей внутрикальдерных базальтоидов.

В этом аспекте можно предполагать, что вулкан Хангар представляет собой не завершающее звено Срединно-Камчатского вулканического пояса, а лишь переходную форму на его продолжении к югу в виде зоны интрузивного магматизма в недрах СКМ. В таком случае истинным завершением собственно вулканического пояса, прерываемого (как, возможно, и пояс кортландит — габбро-норитовых интрузий на глубине) поднятием массива, могут быть расположенные к югу от него раннечетвертичные вулканы Большая и Малая Ипельки. Стоит отметить, что и в Восточном вулканическом поясе Камчатки наблюдается подобный (хотя и меньшего масштаба) разрыв на участке пересечения им отмечавшегося поднятия мелового фундамента в Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций (Апрелков, Попруженко, 1984)

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявление интрузивного никеленосного магматизма Срединно-Камчатского массива неразрывно связано с его геологической эволю-

цией, и поэтому вынесенный в заголовок статьи вопрос разрешим лишь на основе понимания сущности тектонических процессов, обусловивших оба этих явления. На сегодняшнем уровне знаний наиболее вероятной представляется традиционно признаваемая связь обсуждаемого рудогенного магматизма с геосинклинально-орогенным режимом и эволюций СКМ как именно срединного массива геосинклинали, типоморфные образования которой (спилит-кератофировая формация) развиты в сопредельном СКМ Ганальском массиве. Принятие альтернативной, мобилистской концепции происхождения СКМ означало бы и признание нового типа связи мантийного никеленосного магматизма с коллизионно-аккреционной тектоникой формирующихся континентальных окраин, или с пока невыясненными постколлизионными процессами. Разрешение этих проблем — дело дальнейших исследований. Включение в них нового фактического материала, с первым подходом к его интерпретации в рамках обсуждавшихся тектонических концепций, и являлось основной целью настоящего сообщения.

Автор признателен Г.П. Авдейко, Н.И. Селиверстову, Г.Б. Флерову за полезные консультации, Е.М. Газзаевой, Е.Ю. Дружининой, Е.П. Михайловой и И.В. Масловой за помощь в оформлении статьи.

#### Список литературы

- Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2003. № 1. С. 32-59.
- Апрелков С.Е., Бондаренко В.Н.* Новые данные о геологии Юго-Восточной Камчатки // *Советская геология.* 1965. № 3. С. 74-88.
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса // *Тихоокеанская геология.* 1984. № 3. С. 68-73.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // *Геотектоника.* 2002. № 1. С. 72-85.
- Бондаренко Г.Е.* Юрско-валанджинский этап в эволюции Камчатки. Автореф. диссерт. канд. г.-м.н. Москва. 1992. 234 с.
- Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др.* Изотопный возраст гранатовых плагиогранитоидов Срединного хребта Камчатки // *Докл. РАН.* 1992. Т. 330. № 2. С. 233-235.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 9. С. 30-38.
- Власов Г.М., Кленов Е.П.* История геологического развития // *Геология СССР. М.: Недра, 1964.* Т. 31. С. 491-509.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России /* Ред. А.И. Ханчук. Владивосток. Дальнаука, 2006. 937 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-57 — Петропавловск-Камчатский.* Ред. А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский. СПб. ВСЕГЕИ. 2006.
- Жегалова Г.В.* Новые данные о тектонической структуре Центральной Камчатки (Хим-Кирганикская рудная зона) // *Тр. Всес. Заочного политехнического института. Выпуск 117.* М.: 1978. С. 116-118.
- Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др.* Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // *Геотектоника.* 1994. № 1. С. 81-96.
- Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.* Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // *Геотектоника.* 2004. № 4. С. 64-90.
- Козьянин В.К.* Типизация и прогноз залежей углеводородов в Колпаковском прогибе Западной Камчатки // *Тихоокеанская геология.* 1990. № 5. С. 71-75.
- Конников Э.Г., Чубаров В.М., Травин А.В. и др.* Время проявления никеленосной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // *Геохимия.* 2006. № 3. С. 1-7.
- Константиновская Е.А.* Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // *Геотектоника.* 2002. № 5. С. 59-78.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В.* Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // *Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского округа: Регион. Конф. К 50-летию геол. службы Камчатки (31.03.—1.04.1999) Тез. докл. Петропавловск-Камч.: Изд-во КАМШАТ, 1999.* С. 41-42.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М.* Ранне-среднепалеозойский ультраосновной и основной магматизм Камчатки // *Докл. РАН.* 2005. Т. 400. № 3. С. 359-363.
- Кузьмин В.К., Чухонин А.П.* О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // *ДАН СССР.* 1980. Т. 251. № 4. С. 932-935.
- Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // *Сов. Геология.* 1967. № 4. С. 57-60.

- Лебедев М.М., Апрельков С.Е., Ежов Б.В. и др.* Системы островных дуг Корякско-Камчатской складчатой области // Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 30-36.
- Мишин В.В.* Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 156. № 4. С. 64-70.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛРАН. 2000. 193 с.
- Полетаев В.А.* Сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и рудопоявления перидотит-пироксенит-норитовой формации Центральной Камчатки // Платина России. Т. 3. М.: Геоинформмарк. 1999. С. 191-199.
- Потапов С.В.* Рекогносцировочные исследования ГСЗ на Западной Камчатке // Тр. СахКНИИ. 1974. № 5. Вып. 37. С. 49-61.
- Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71-78.
- Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и др.* Новые данные о характере соотношений Камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // ДАН. 1992. Т. 326. № 1. С. 148-153.
- Селянгин О.Б.* Петрология никеленосных базитов Шанучского рудного поля, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 33-55.
- Селянгин О.Б.* Кортландит – амфиболовый пироксенит – горнблендитовая серия расслоенного никеленосного интрузива Восточно-Геофизический, Шанучское рудное поле, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 9-29.
- Селянгин О.Б.* Новые данные о строении и эволюции никеленосного интрузива Кувалорог, Южная Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. № 9. С. 111-126.
- Сидоренко В.И.* Метаморфические образования // Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение) Лист N-57. Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. Кн. 41.2006. С. 121-134.
- Сидоренко В.И., Крикун Н.Ф., Сидоров Е.Г. и др.* Магматизм // Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-57. Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. Кн. 41.2006. С. 102-121.
- Сидоров М.Д., Степанов В.А.* Геофизические поля и никеленосность Камчатского срединного массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 140-150.
- Сляднев Б.И., Хасанов Ш.Г., Крикун Н.Ф.* Стратиграфия // Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-57. Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. Кн. 41.2006. С. 9-10
- Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. Автореф.дисс. докт. геол.-мин. наук. М., 2005. 49 с.
- Старков Г.Н.* Роговообманковые перидотиты габброидных комплексов и перспектива связанной с ними никелевой минерализации (на примере Южной Камчатки) // Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток. 1970. С. 105-107.
- Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д.* Камчатская никеленосная провинция // ДАН. 2008. Т. 418. № 6. С. 1607-1609.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра. 1988. 253 с.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
- Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток. ДВНЦ АН СССР. 1985. 138 с.
- Холмс А.* Основы физической геологии. М.: ИЛ, 1949. 281 с.
- Чубаров В.М., Игнатьев Е.К., Москалева С.В. и др.* Медно-никелевое рудопоявление Квинум I в кортландитах южной части Срединного хребта Камчатки // ДАН. 2005. Т. 403. № 2. С. 231-236.
- Шапиро М.Н.* Геосинклинальное развитие Камчатки / Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 54-104.
- Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58-70.
- Шарков Е.В., Смолкин В.Ф., Кроссивский И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция кремнеземистых высокомагнезиальных бонинитоподобных серий на востоке Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 448-465.
- Шеймович В.С., Патока М.Г.* Геологическое строение зон активного Кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС. 2000. 208 с.
- Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В.(а)* Допозднемезозойский фундамент Камчатской складчатой области и тектонические условия его формирования / Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука,

1987. С. 7-53.
- Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И., и др. (б)* Магматические и метаморфические породы фундамента островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 7-36.
- Щека С.А., Чубаров В.М.* Никеленосные кортландиты Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 50-61.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al.* Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // J. Geol. 2002. V. 110. P. 271-289.
- Evans D.M., Boadi I., Byemelwal. et al.* Kabanga magmatic nickel sulphide deposits, Tanzania: morphology and Geochemistry of associated intrusions // J. of African Science. V. 30. № 3. P. 651-674.
- Hatton C.J., Sharpe M.R.* Significance and origin of boninite-like rocks associated with the Bushveld Complex. In Crawford A.J. (Ed.). Boninites. Unwin Hyman. London, 1989. P. 174-208.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al.* High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinny Range. Kamchatka // Geological society of America Program with Abstracts. 2003. V. 35. P. 139-140.
- Sadwell D.T., Smith W.H.F.* Marine Gravity Anomaly from Satellite Altimetry. Geosat-A. NASA. La Jolla, USA: Scripps Institution of Oceanography, 1995. P. 147-164.
- Walker G.P.L.* Gravitational (density) controls of volcanism, magma chambers and intrusions // Austral. J. Earth. Sci. 1989. V. 36. P. 149-165.

## TECTONIC POSITION OF NICKELIFEROUS INTRUSIONS OF SREDINNO-KAMCHATSKY MASSIF

**O.B. Selyangin**

*Research Geotechnological Centre, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,  
Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002*

New data about overturned bedding of nickeliferous intrusions located in the rocks of the mantle of Sredinno-Kamchatsky massif (SKM) flanks is analyzed with respect to competitive geosynclinal and collision-accretion conceptions of its origin. Features of massif structure, intrusions location and origin of parental high-magnesian boninite-like magma are better coordinated with tectonic nature of SKM as a middle massif in the structure of epigeosynclinal orogen.

*Keywords: nickel-bearing intrusions, middle massif, collision-accretion, boninite-like magma.*