

УДК 551.243.4:552.321(571.66)

## ДВА ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ: ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

© 2008 г. М. В. Лучицкая<sup>1</sup>, А. В. Соловьев<sup>1</sup>, Дж. К. Хоуриган<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., д. 7

<sup>2</sup>Университет Калифорнии, Санта Круз, США

Поступила в редакцию 21.05.2007 г.

В результате эоценовой коллизии меловой–палеоценовой Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии на юге Камчатки сформировалась новообразованная континентальная кора. В Срединном хребте Камчатки широко проявились процессы мигматизации и гранитообразования. В данной статье детально охарактеризованы тектоническая позиция и особенности состава гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки, приводятся определения возрастов, полученные современным прецизионным методом (U–Pb SHRIMP) по цирконам. Установлено два главных этапа гранитообразования: кампанский (около 80–78 млн. лет назад) и эоценовый (около 52 ± 2 млн. лет назад). Можно предполагать, что гранитообразование в кампане происходило в результате частичного плавления вещества аккреционной призмы при андерплейтинге мафического материала в ее основании или при погружении океанического хребта под аккреционную призму. Обоснована связь формирования эоценовых гранитов с коллизией Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии. На юге Камчатки (Малкинское поднятие Срединного хребта) коллизия дуги и континента началась 55–53 млн. лет назад, в результате чего островодужные комплексы были надвинуты на терригенные толщи окраины континента. Мощная аллохтона была достаточной для погружения автохтона на значительные глубины. Это привело к глубокому метаморфизму как автохтона, так и нижней части аллохтона, а также к выплавлению и внедрению гранитоидов (около 52 ± 2 млн. лет назад). Аномально быстрый прогрев коры, возможно, был связан с подъемом астеносферных масс в результате отрыва слэба Евразийской плиты, погружавшейся под Ачайваям-Валагинскую дугу.

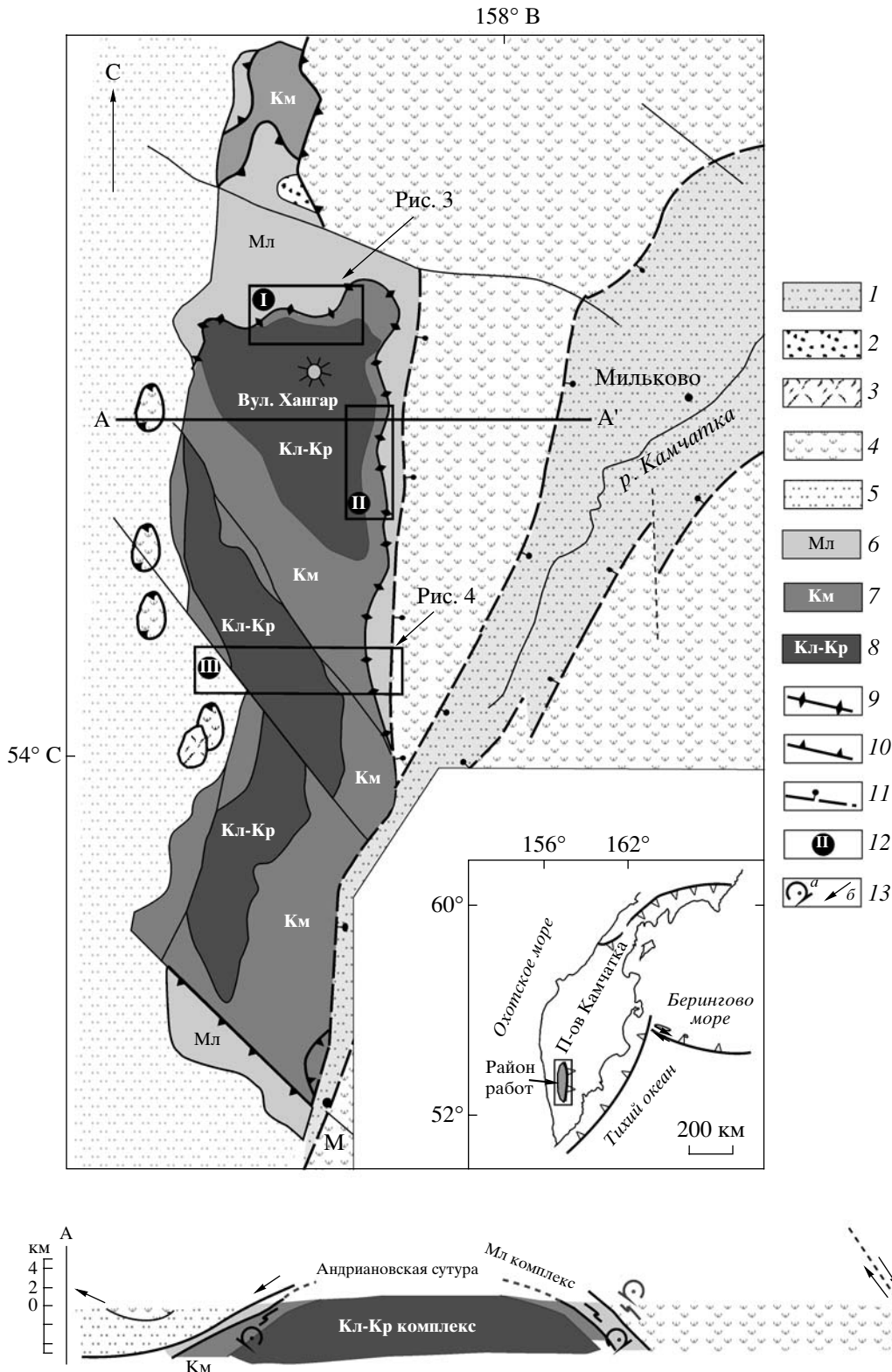
### ВВЕДЕНИЕ

Континентальная кора Камчатки является новообразованной: большая часть ее гранитно-метаморфического слоя сформировалась в конце позднего мела–палеогена и продолжает формироваться в настоящее время. Становление континентальной коры Камчатки в значительной степени было связано с процессом аккреции разновозрастных гетерогенных террейнов [1, 7, 11, 12, 15, 17, 33, 43, 84]. В процессе аккреции в кайнозой произошло столкновение (коллизия) двух островных дуг с северо-восточной окраиной Азиатского континента. В эоцене произошла коллизия меловой–палеоценовой Ачайваям-Валагинской островной дуги с окраиной континента, а в миоцене к Азии причленилась Кроноцкая островная дуга. Тектонические модели коллизии дуга–континент были разработаны для Срединного хребта Камчатки и Южной Корякии на основе данных детального геологического картирования, структурного и палеомагнитного анализа, датирования цирконов методами SHRIMP и трекового анализа, а также физического моделирования [14, 16, 17, 36, 59]. Однако процесс гранитообразования как важный фактор формирования новообразо-

ванной континентальной коры остался слабоизученным. В Срединном хребте Камчатки интрузивные комплексы гранитного состава разного возраста имеют широкое распространение. В основном они приурочены к области развития метаморфических толщ Малкинского выступа. В данной статье рассмотрены тектоническая позиция, возраст и особенности состава двух гранитоидных комплексов, которые маркируют главные этапы тектонической эволюции комплексов Срединного хребта и являются комплексами-показателями становления новообразованной континентальной коры Камчатки.

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ МАЛКИНСКОГО ПОДНЯТИЯ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Наиболее крупные выходы метаморфических пород Камчатки расположены в Малкинском поднятии Срединного хребта. Они простираются в меридиональном направлении на расстояние около 200 км при ширине выхода 30–40 км (рис. 1) [13]. Происхождение, возраст, характер структуры, соотношение комплексов и природа протоли-



та метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет [22, 24, 26, 34, 39, 40 и ссылки в них]. Ранее в строении метаморфических толщ Срединного хребта выделялись два

структурных элемента: фундамент и залегающий на нем с базальными конгломератами в основании чехол [39, 40]. В работах [23, 39, 40] была обоснована точка зрения о несогласном налегании пород малкинской серии в составе шихтин-

**Рис. 1.** Упрощенная тектоническая карта юга Срединного хребта Камчатки (по [86], с изменениями) и схематический профиль по линии А–А'. На западном склоне Малкинского поднятия сняты постпалеогеновые отложения

1 – миоцен-четвертичные терригенные отложения Центрально-Камчатского грабена; 2, 3 – неоавтохтон: 2 – эоценовые конгломераты барабской свиты, 3 – палеогеновые (?) вулканиты свиты горы Черной; 4 – неметаморфизованный аллохтон: верхнемеловые–палеоценовые кремнисто-вулканогенные образования ирунейской и кирганикской свит; 5 – неметаморфизованный автохтон: меловые–палеоценовые терригенные отложения хозгонской свиты; 6 – метаморфизованный аллохтон: верхнемеловые образования малкинского комплекса (Мл); 7, 8 – метаморфизованный автохтон: 7 – палеоценовые сланцы камчатской свиты (Км), 8 – меловые гнейсы колпаковской серии и крутогоровский комплекс гнейсовидных гранитов (Кл-Кр); 9 – Андриановская сутура; 10 – надвиги; 11 – сбросы; 12 – номера изученных участков: I – район верховий реки Крутогорова (см. рис. 3), II – район верховий реки Андриановка, III – район реки Колпакова (см. рис. 4); 13 – на профиле: а – направления вращений, установленные по кинематическим индикаторам [14], б – направления перемещений по разломам

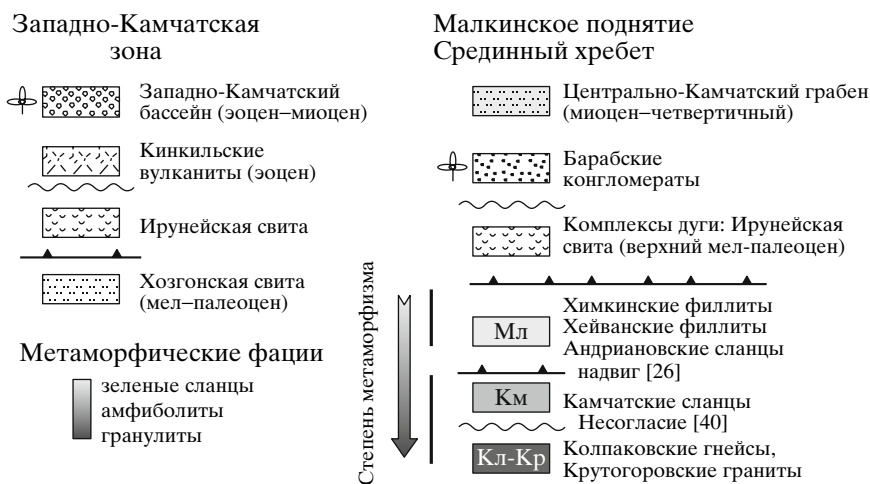
ской, андриановской, хейванской, химкинской и алисторской свит (чехол) на породы колпаковской серии (фундамент) с выделением базальных конгломератов в основании шихтинской свиты. К фундаменту относили сложнослоистые полиметаморфические образования колпаковской серии и прорывающие их крутогоровские граниты; к чехлу – полого залегающие одноактно и неоднородно метаморфизованные толщи малкинской серии.

Представления о покровно-складчатом строении Срединнокамчатского массива впервые были высказаны Г.В. Жегаловой [10]. В ходе последующих тематических работ эти представления получили дальнейшее развитие [2, 25, 26]. А.В. Рихтером [25] было установлено в верховьях р. Крутогорова, что образования андриановской свиты с серпентинитовым меланжем в основании надвинуты на крутогоровские граниты или на отложения шихтинской свиты. Аллохтонное положение андриановской свиты отмечалось и на восточном склоне Срединного хребта [28].

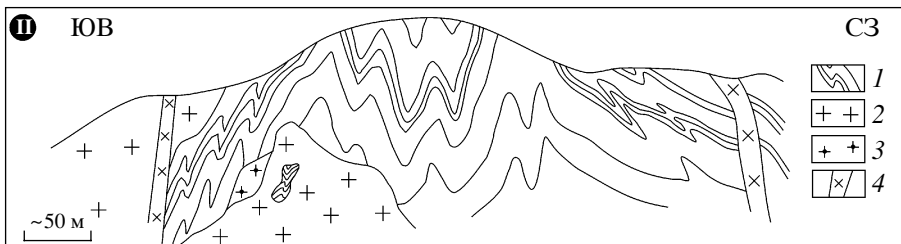
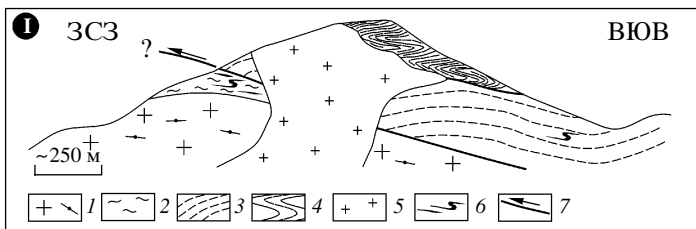
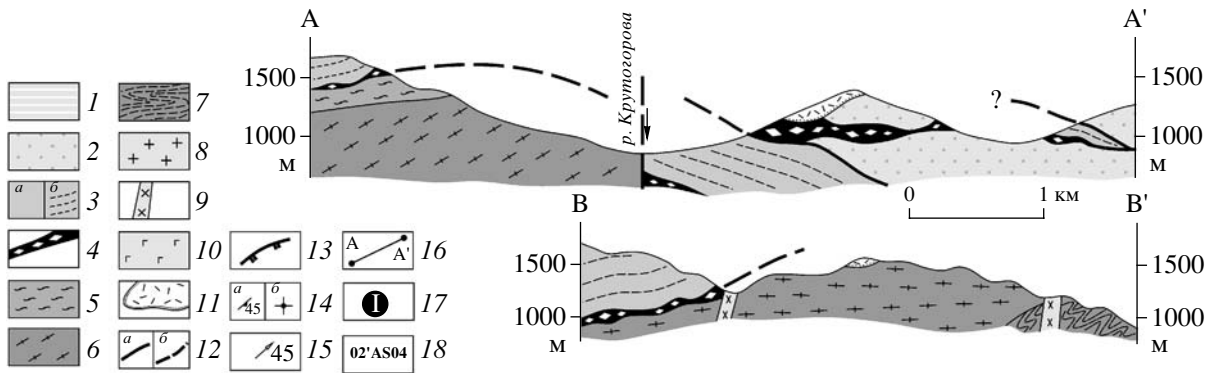
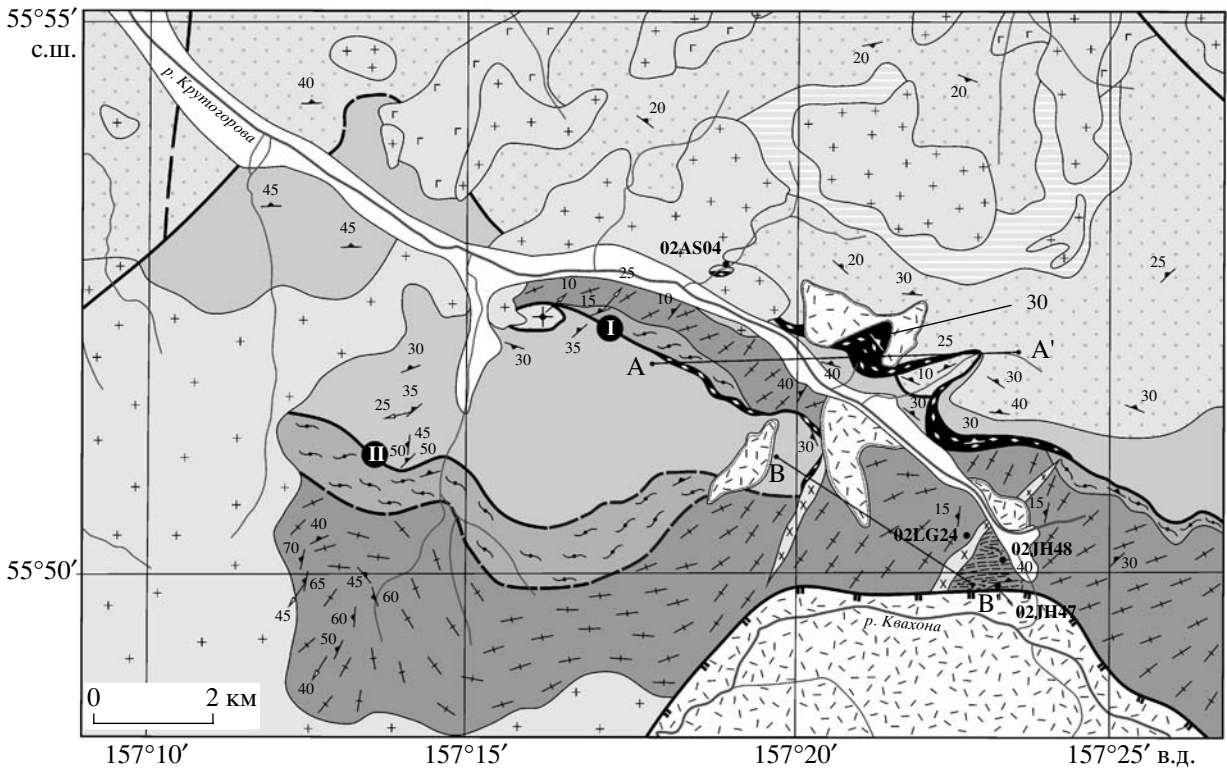
В результате тематических работ, проведенных в 2001–2006 гг. сотрудниками Геологического института РАН, было подтверждено аллохтонное залегание андриановской свиты в долинах

рек Крутогорова и Левая Андриановка на образованиях автохтона (колпаковская и камчатская серии) (рис. 2, 3, см. рис. 1), показана дискордантность структурных планов колпаковской и камчатской серий [14]. Согласно последним работам, структура Малкинского поднятия описана как покровно-складчатая. Колпаковский комплекс, прорванный гранитами крутогоровского комплекса, и перекрывающие его отложения камчатской серии (шихтинской свиты) являются автохтоном (рис. 4) [45]. Неметаморфизованные отложения хозгонской свиты также относятся к автохтону. Аллохтон представлен образованиями андриановской, химкинской, ирунейской и кирганикской свит.

К неоавтохтону в покровно-складчатой структуре Срединного хребта относятся отложения барабской свиты, представленные континентальными конгломератами. Они с несогласием залегают на метаморфические комплексы, так и на меловые отложения ирунейской свиты (см. рис. 1) [44]. На основании флористических данных отложения барабской свиты датируются поздним кампаном [42]. U–Pb SHRIMP датирование цирконов из дацитового туфа базального горизонта низов барабской свиты дает возраст



**Рис. 2.** Схема взаимоотношений главных структурных единиц Западно-Камчатской зоны, Малкинского поднятия Срединного хребта



**Рис. 3.** Схема геологического строения верховой реки Крутогорова (по [8, 26] с изменениями А.Б. Кирмасова – неопубликованные данные)

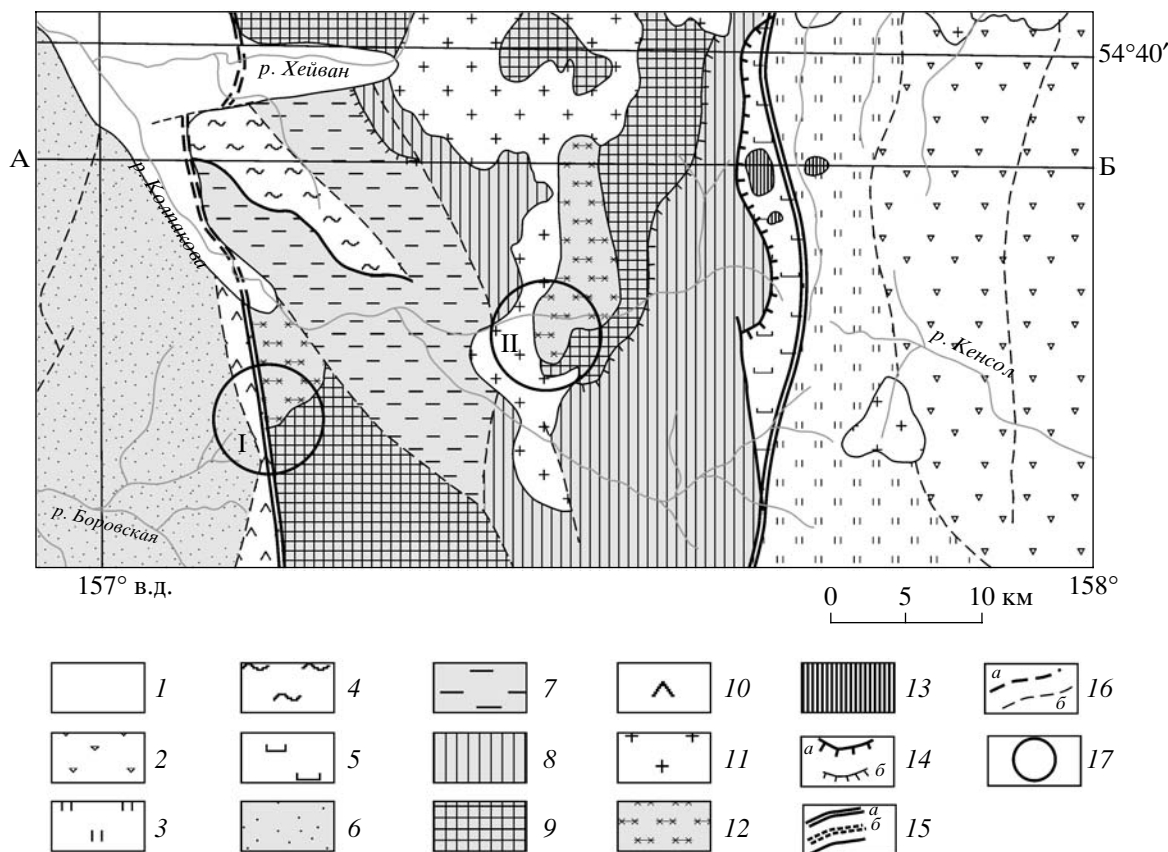
1–4 – аллохтон: 1 – сланцы химкинской свиты, 2 – сланцы хейванской свиты, 3 – сланцы и кварциты андриановской свиты (*a* – на карте, *b* – на профилях), 4 – метагипербазиты; 5–7 – автохтон: 5 – сланцы камчатской серии, 6 – гнейсовидные граниты крутогорского комплекса, 7 – гнейсы и мигматиты колпаковской серии; 8 – равномернозернистые граниты; 9 – диориты; 10 – габброиды; 11 – туфы; 12 – разломы: *a* – установленные, *b* – предполагаемые; 13 – уступ вулканотектонической кальдеры вулкана Хангар; 14, 15 – элементы залегания: 14 – сланцеватости: *a* – наклонной, *b* – субвертикальной, 15 – минеральной линейности; 16 – линии разрезов; 17 – номера детально изученных участков; 18 – номера отбора геохронологических проб, соответствуют таблице

**Участок I.** Принципиальная схема соотношений комплексов на левобережье р. Крутогорова (А.Б. Кирмасов, неопубликованные данные)

1 – гнейсовидные граниты крутогорского комплекса; 2 – ставролит-гранат-биотитовые сланцы камчатской серии; 3 – амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты; 4 – кварц-полевошпат-биотит-мусковитовые сланцы хейванской свиты; 5 – равномернозернистые двуслюдяные лейкократовые граниты; 6 – кварцево-жильная полосчатость; 7 – разрывные нарушения

**Участок II.** Фрагмент складчатой структуры гнейсов колпаковской серии на водоразделе рек Крутогорова – Квахона (А.Б. Кирмасов, неопубликованные данные)

1 – биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы колпаковской серии; 2 – равномернозернистые граниты; 3 – пегматиты; 4 – дайки диоритов и гранодиоритов



**Рис. 4.** Схема геологического строения района реки Колпакова Срединного хребта Камчатки (с изменениями авторов по [13, 45])

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганинской свиты (маастрихт–палеоцен); 3–5 – сантон-кампанские кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 3 – ирунейской свиты, 4 – химкинской свиты, 5 – андриановской свиты; 6–8 – верхнемеловые–палеоценовые терригенные отложения и их метаморфические аналоги: 6 – хозгонской свиты, 7 – хейванской и стопольниковской свит, 8 – камчатской серии (шихтинской свиты); 9 – ниже- и верхнемеловые метаморфические образования колпаковской серии; 10 – верхнеюрские–раннемеловые (?) вулканогенные образования квахонской серии; 11 – эоценовые равномернозернистые гранитоиды; 12 – верхнемеловые гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы крутогорского комплекса; 13 – верхнемеловые (кампан–маастрихт) интрузии пироксен-габбро-сиенитового состава; 14 – надвиги: *a* – главные (между автохтоном и аллохтоном), *b* – второстепенные; 15 – субвертикальные разрывы: *a* – главные (между автохтоном и аллохтоном), *b* – второстепенные; 16 – предполагаемые разрывы: *a* – главные, *b* – второстепенные; 17 – участки детального изучения (I – верховья реки Поперечная, правый приток реки Колпакова, II – среднее течение реки Правая Колпакова)

$50.5 \pm 1.2$  млн. лет [36], что соответствует ранне-му эоцену.

### Автохтон

В соответствии с материалами исследований последних лет [2, 26, 45] в состав автохтона Малкинского поднятия Срединного хребта включены образования колпаковской серии, прорванные гнейсированными крутогоровскими гранитами, отложения камчатской серии и хейванской свиты.

**Колпаковская серия** представлена силлиманитовыми, кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, наблюдаются также редкие маломощные прослои и линзы биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, метакarbonатных пород [26, 39, 40]. Гнейсы часто мигматизированы. По данным А.И. Ханчука [39, 40], породы колпаковской серии были первично метаморфизованы в условиях кианит-силлиманитовой фации, частично метаморфизм доходил до гранулитовой (гранат-кордиерит-ортоклазовой) фации ( $T$  от 560 до  $800^\circ\text{C}$ ,  $P$  до 7–8 кбар), а затем зонально метаморфизованы в условиях андалузит-силлиманитовой фации. Образование колпаковской серии первично представляли собой преимущественно терригенные породы с преобладанием железистых глинистых разностей [39] или вулканогенно-граувакково-глинистых [26, 37]. По данным [39], петрохимический состав терригенных пород соответствует диоритам–тоналитам. Упомянутые выше кристаллические сланцы и амфиболиты, по данным [26], образовались по высокотитанистым океаническим базальтам. Линзовидная форма амфиболитовых тел, соответствующих по составу высокотитанистым океаническим базальтам, присутствие тел метакarbonатных пород, встречающихся среди преимущественно метатерригенных пород, позволяют считать возможными аналогами колпаковской серии приконтинентальные субдукционные-аккреционные призмы [40].

Данные о возрасте колпаковской серии противоречивы: 1.3 млрд. лет (Pb/Pb метод, [20]); 950 млн. лет (Sm–Nd метод, [18]); докембрийский возраст (U–Pb, Sm–Nd методы, [18, 19]); две группы 100 и 60–50 млн. лет с единичными определениями 314 и 250 млн. лет (K–Ar метод, [84]); две группы 110–140 и 65–70 млн. лет (Rb–Sr метод, [5, 6]);  $519 \pm 23$  млн. лет (Rb/Sr метод, [3]). Датирование цирконов из гнейсов колпаковской серии U–Pb (SHRIMP) методом [49] показало широкий возрастной диапазон цирконов от архея до среднего эоцена.

U–Pb SHRIMP датирование цирконов из пород колпаковской серии показывает, что их возраста распределены от 85.1 до 1859 млн. лет (детальное

описание см. в [34, 60]). U–Pb возрасты обломочных цирконов отражают возрасты кристаллизации пород в источниках сноса, а метаморфогенные каемки обрастания обломочных цирконов дают возраст метаморфизма. Наиболее молодые возрасты обломочных цирконов соответствуют возрасту осадочного протолита гнейсов (концу раннего мела–позднему мелу), а более древние детритовые цирконы отражают возрасты комплексов, размывавшихся во время накопления протолита. Возраст каемок обрастания цирконов из лейкосомы и мелансомы мигматитов по гнейсам колпаковской серии, а также возраст метаморфогенного монацита из гнейсов составляют  $52 \pm 2$  млн. лет (ранний эоцен), что интерпретируется как время метаморфизма пород колпаковской серии.

**Камчатская серия** представлена преимущественно биотитовыми сланцами и плагиогнейсами с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом. Степень метаморфизма камчатской серии (шихтинской свиты) изменяется от сланцев “зоны граната” до ставролитовой фации [25]. Условия метаморфизма соответствуют  $P = 3\text{--}4$  кбар,  $T = 630\text{--}640^\circ\text{C}$  [40], по данным [62]  $T = 550\text{--}650^\circ\text{C}$ . Первичные породы представляли собой глины с редкими прослоями от полимиктовых до аркозовых песчаников [25]. Породы камчатской серии залегают на крутогоровских гранитах, прорывающих колпаковскую серию, с несогласием, с базальными конгломератами в основании [26, 37, 39, 40].

U–Pb SHRIMP датировки цирконов из метатерригенных пород камчатской серии распределены от  $55.2 \pm 3.3$  до 2048 млн. лет [34, 60, 62]. Наиболее молодые зерна циркона определяют нижний предел осадконакопления для протолита камчатских сланцев, таким образом, его возраст можно считать палеоэоцевым. Более древние цирконы отражают возраст пород в источниках сноса терригенного материала.

**Хейванская свита** сложена метапесчаниками и метаалевролитами, реже аргиллитами и гравелитами. Хейванская свита метаморфизована от филлитов хлоритовой субфации до биотит-гранатовых сланцев [25]. В отложениях хейванской свиты отмечены находки палеозойских спор, относящиеся к девону–перми [29].

U–Pb SHRIMP датирование цирконов из сланцев хейванской свиты дает распределение возрастов от 106 млн. лет до 2.65 млрд. лет [34, 60]. Наиболее значимые пики при анализе распределения возрастов отдельных зерен соответствуют концу раннего мела и раннему протерозою. Для метасадочных пород возраст наиболее молодых зерен циркона отвечает нижнему пределу возраста осадконакопления или протолита, следовательно, возраст протолита сланцев хейванской свиты может быть оценен как конец раннего мела.

### Аллохтон

В состав аллохтона Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки включены андриановская, химкинская (алисторская) свиты [2, 25, 45].

**Андриановская свита** сложена кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми, кварц-полевошпат-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми сланцами, кварцитами и амфиболитами. Возраст пород андриановской свиты ранее определялся как: протерозойский [9], палеозойский [23, 40], триасовый [2], позднемеловой [21], докампанский [25]. Выводы о возрасте отложений делались на основе данных о возрастах подстилающих и/или перекрывающих толщ, корреляций с другими структурными единицами. Sm–Nd определения по валовым пробам амфиболовых сланцев андриановской свиты дают возраст 500 млн. лет [18]. Протолитом пород андриановской свиты являются кремнисто-вулканогенные породы окраинно-морского и островодужного генезиса [25, 34].

Кремнистые наименее метаморфизованные породы андриановской свиты содержат радиоларии сантон-раннекампанского возраста [34]. Образование андриановской свиты, так же, как и неметаморфизованные отложения ирунейской свиты, прорваны пироксенит-габбро-сиенитовыми интрузиями позднемелового возраста [41]. Таким образом, новые данные показывают, что отложения, являющиеся протолитом андриановской свиты, формировались в позднем мелу.

**Химкинская свита** перекрывает образования хейванской свиты и представлена альбит-актинолитовыми сланцами хлоритовой субфации по туфам, туффитам, метапесчаникам, а также кварцитами. Некоторые исследователи считают контакт химкинской и хейванской свит согласным [40], другие – надвиговым [45]. Ее фациальным и возрастным аналогом считают **алисторскую** свиту, в составе которой преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам [2, 40]. Химкинская свита, по-видимому, является фациальным аналогом андриановской свиты [2, 40]. Геохронологические данные о возрасте химкинской свиты отсутствуют.

### ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Гранитоиды **крутогоровского комплекса**, прорывающие образования колпаковской серии, изучались многими авторами. Так, А.И. Ханчук [4] объединял в крутогоровский гранитный комплекс ряд массивов (до 100 км<sup>2</sup>) и пластовых тел, приуроченных к полям развития метаморфических пород колпаковской серии, и выделял среди них граниты с ориентированной текстурой. По его данным, Крутогоровский массив имеет интрузивные контакты с породами колпаковской серии и пе-

рекрывается с разрывом отложениями шихтинской свиты, входящей в состав малкинской серии.

А.И. Ханчуком выделяются следующие разновидности крутогоровских гранитов: 1) биотитовые граниты, в которых наблюдаются переход от почти массивных до разностей с совершенной плоскопараллельной текстурой и гранитная структура; 2) граниты со сланцеватой текстурой и бластокактастической структурой. Данные разновидности гранитов пересекаются жилами пегматитов и мелкозернистых гранитов. Отмечается, что в первом случае ориентировка линейности гранитов и сланцеватости вмещающих гнейсов колпаковской серии совпадает; во втором случае совпадает ориентировка сланцеватости в гранитах и перекрывающих породах малкинской серии, пересекая их контакт. По мнению А.И. Ханчука [40], структурно-текстурные особенности гранитов свидетельствуют о временной близости метаморфизма колпаковской серии и становления крутогоровских гранитов. Так как возраст гнейсов колпаковской серии ранее определялся как протерозойский (1300 ± 60 млн. лет, Pb–Pb метод) [20], то и возраст крутогоровских гранитов условно принимался как протерозойский [40]. По данным А.В. Рихтера [26], граниты крутогоровского комплекса представлены гнейсовидными двуслюдяными гранитами, которые прорывают гнейсы колпаковской серии и образованные по ним мигматиты. Гнейсовидность в гранитах выражена ориентированным расположением слюд, плагиоклаза и реже роговой обманки.

В районе р. Крутогорова гнейсированные граниты образуют пластовое тело видимой мощностью в 1 км, залегающее в замке крупной антиформы субмеридионального простирания или в периклинали более частной структуры – Хангарского гранито-гнейсового купола (северная часть Малкинского поднятия) (см. рис. 3) [26]. По мнению А.В. Рихтера, неясно, внедрялись ли крутогоровские граниты по плоскостям отслоения внутри разреза колпаковской серии или образовывали межформационное тело между породами колпаковской серии и вышележащими неизвестными толщами. Подчеркивается также, что граниты часто имеют бластокластическую структуру с регрессивными минеральными парагенезисами из мелкочешуйчатого биотита, мусковита, эпидота и хлорита. Ориентировка вторичной сланцеватости в крутогоровских гранитах и породах малкинской серии совпадает, что отражает более поздний этап тектонических движений и метаморфизма, общий для гранитов и пород малкинской серии [26]. Оценивая возраст крутогоровских гранитов, А.В. Рихтер опирался на данные Rb–Sr датирования [6], согласно которым возраст метаморфизма колпаковской серии определялся как 127 ± 6 млн. лет. Следовательно, возраст прорывающих крутогоровских гранитов должен был быть моложе 127 млн. лет, но древнее позднего

кампана, так как возраст неоавтохтона, запечатывающего покровно-складчатую структуру метаморфических комплексов, считался познекампан-маастрихтским по флористическим данным [44].

В районе р. Крутогорова граниты представлены гнейсовидными биотитовыми разностями и равномернозернистыми гранитами (см. рис. 3). К **крутогоровскому** комплексу, по-видимому, должны быть отнесены только **гнейсовидные** граниты, которые местами прорваны **равномернозернистыми** двуслюдяными гранитами с гранатом (см. рис. 3, участок I). Равномернозернистые граниты прорывают как образования колпаковской, так и породы камчатской серий. В одном из правых притоков реки Крутогорова описаны важные взаимоотношения (см. рис. 3, место отбора образца 02AS04). Массивные равномернозернистые гранат-биотитовые тоналиты прорывают как пачку мощностью 25–30 м тальк-хлоритовых сильно тектонизированных пород (метабазиты андриановской свиты), так и гранат-биотитовые сланцы хейванской свиты. Отчетливо виден закалочный контакт, сланцы ороговикованы, вторая генерация биотита в сланцах ориентирована хаотично в результате посткинematического порфиروبластеза. Таким образом, описанный гранитный интрузив прорывает автохтон (хейванская свита), зону надвига, сложенную метабазами, и аллохтон (андриановская свита). Следовательно, его возраст определяет верхний возрастной предел шарьирования.

В районе рек Правая Колпакова и Поперечная (см. рис. 4, участки I и II) выделяется два типа гранитов: гнейсовидные (крутогоровский комплекс) и массивные равномернозернистые. Надо отметить, что на карте масштаба 1 : 200000 [8] также выделены два комплекса гранитов, раннемезозойские (MZ<sub>1</sub>) гнейсограниты (гнейсоплагиограниты) и позднемезозойские (MZ<sub>2</sub>) граниты (плагиограниты), при этом гнейсограниты MZ<sub>1</sub> откартированы в виде обширных полей площадью до 5 × 15 км<sup>2</sup> среди сланцев и гнейсов камчатской серии. Однако в ходе полевых работ в районе рек Правая Колпакова и Поперечная мы не наблюдали подобных соотношений. По-видимому, в контуры гнейсогранитов включались области мигматизации, развитой в той или иной степени по сланцам камчатской и гнейсам колпаковской серий.

Собственно **гнейсовидные** граниты образуют небольшие коренные выходы, их контакты с вмещающими метаморфическими породами не обнажены. Гнейсовидность гранитов подчеркивается ориентированным расположением биотита. Первичная структура гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Граниты состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и сфеном.

**Равномернозернистые** (средне- и мелкозернистые) граниты образуют массивы размером от 2 × 2

до 8 × 12 км в диаметре, имеют интрузивные контакты с метаморфическими сланцами камчатской и гнейсами колпаковской серии и содержат ксенолиты последних. В районе реки Поперечная (см. рис. 4, участок I) в обнажении видно, что мелкозернистые мусковитовые и двуслюдяные граниты с гранатом образуют инъекции в гнейсовидных биотитовых гранитах.

Равномернозернистые граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом в равных пропорциях. Темноцветные минералы представлены биотитом, мусковитом, редко амфиболом, гиперстеном, в разных количествах присутствует гранат как в мусковитовых, так и в двуслюдяных разностях. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, гранатом, рудным минералом.

В обнажении на правом борту реки Правая Колпакова (см. рис. 4, участок II) равномернозернистые граниты содержат включения более меланократового состава 10–25 см в диаметре. Структура включений характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к другим порообразующим минералам. По составу включения относятся к гранодиоритам и сложены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом.

Гнейсовидные и равномернозернистые граниты, а также вмещающие сланцы и гнейсы камчатской серии секутся жильными телами аплитов, гранит-порфириров и пегматитов.

Необходимо отметить, что в южной части выходов метаморфических пород Срединного хребта выделяется Кольский тоналитовый плутон [30–32, 37, 40]. Существует две точки зрения на возраст плутона и его взаимоотношения с вмещающими вулканогенно-терригенными метаморфизованными толщами малкинской серии. С.М. Синеца, К.С. Шашкин [32] считали, что тоналиты подверглись метаморфизму совместно с вмещающими толщами. По данным А.И. Ханчука [39, 40], кольские тоналиты имеют интрузивные контакты с породами малкинской серии, а терригенные неметаморфизованные породы позднемелового возраста залегают на них с конгломератами в основании. Таким образом, возраст Кольского плутона определялся А.И. Ханчуком как домеловой, условно позднепалеозойский–мезозойский<sup>1</sup>. Авторы не имеют собственных материалов по Кольскому плутону, поэтому при дальнейшем изложении он не рассматривается.

<sup>1</sup> По данным U–Pb датирования возраст магнетизма составляет 2314 ± 325 млн. лет, а возраст метаморфизма – 106 ± ± 31 млн. лет [В.К. Кузьмин и др., 2003].



U–Pb (SHRIMP) возрасты гранитоидов юга Срединного хребта (Камчатка)

Номер образца	Место отбора, координаты, высота	Порода, датированный минерал	Средневзвешенный возраст, млн лет, $\pm 2\sigma$
02LG24	р. Крутогорова (см. рис. 3), 54°50.564' с.ш., 157°22.754' в.д., 1091 м	Гнейсовидный гранит, циркон	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 78.5 $\pm$ 1.5 (n* = 9/12) СКВО = 2.1
04AS69 (M-0024/1)	р. Правая Колпакова (рис. 4, участок II), 54°29.907' с.ш., 157°25.994' в.д., 880 м	Гнейсовидный Вi гранит, циркон	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 80.2 $\pm$ 0.9 (n* = 12/13) СКВО = 1.27
04AS99	р. Поперечная (рис. 4, участок I), 54°23.895' с.ш., 157°09.081' в.д., 1130 м	Милонитизированный двуслюдяной гранит, циркон	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 79.2 $\pm$ 1.9 (n* = 8/15) СКВО = 1.34
04AS75	р. Поперечная (рис. 4, участок I), 54°27.047' с.ш., 157°11.512' в.д., 1034 м	Ортогнейс, циркон	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 79.3 $\pm$ 0.9 (n* = 10/13) СКВО = 1.55
02JH47/1	р. Крутогорова (рис. 3), 54°50.120' с.ш., 157°23.096' в.д., 1320 м	Плагиигранитная лейкосома	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 51.2 $\pm$ 0.5
02AS04	р. Крутогорова (рис. 3), 54°53.150' с.ш., 157°17.20' в.д., 1320 м	Gar-Vi гнейса, оторочки циркона	Gar-Vi тоналит, циркон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 51.5 $\pm$ 0.7 (n* = 13/13) СКВО = 0.27
02JH111	р. Левая Андриановка (рис. 1, участок II), 54°37.547' с.ш., 157°35.049' в.д., 1040 м	Двуслюдяной гранит, циркон	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 52.6 $\pm$ 1.2 (n* = 12/12) СКВО = 6.0
02JH111	р. Левая Андриановка (рис. 1, участок II), 54°37.547' с.ш., 157°35.049' в.д., 1040 м	Двуслюдяной гранит, монацит	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 51.9 $\pm$ 0.7 (n* = 8/8) СКВО = 0.25
02JH117	р. Левая Андриановка (рис. 1, участок II), 54°37.017' с.ш., 157°34.935' в.д., 1070 м	Двуслюдяной гранит, циркон	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 50.1 $\pm$ 1.7 (n* = 7/9) СКВО = 8.4
02JH117	р. Левая Андриановка (рис. 1, участок II), 54°37.017' с.ш., 157°34.935' в.д., 1070 м	Двуслюдяной гранит, монацит	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 52.1 $\pm$ 0.6 (n* = 12/12) СКВО = 0.12
04AS67	р. Правая Колпакова (рис. 4, участок II), 54°27.703' с.ш., 157°26.520' в.д., 1693 м	Двуслюдяной гранит, циркон	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 54.9 $\pm$ 0.5 (n* = 9/15) СКВО = 1.9

\* n – количество зерен, по которым рассчитан средневзвешенный возраст/общее количество датированных зерен. Данные по образцам 02LG24, 02JH47/1, 02AS04, 02JH111, 02JH117 взяты из [60].

U–Pb SHRIMP ДАТИРОВКИ ГРАНИТОВ

U–Pb изотопная система в цирконах имеет высокую температуру закрытия, оцениваемую как >900°C [62]. Считается, что возраст циркона, измеренный U–Pb методом, определяет время внедрения интрузивных пород, а U–Pb система весьма устойчива к термальным воздействиям.

Около 50 зерен циркона было отобрано из каждого образца. Цирконы из образца и цирконы стандарта AS57 [72] помещались в эпоксидную смолу и полировались. Зерна циркона проверялись на отсутствие трещин и включений в отраженном и проходящем свете при увеличении  $\times 20$ . Для изучения зональности и внутренней структуры полированных цирконов использовался катодolumинесцентный детектор, смонтированный на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600.

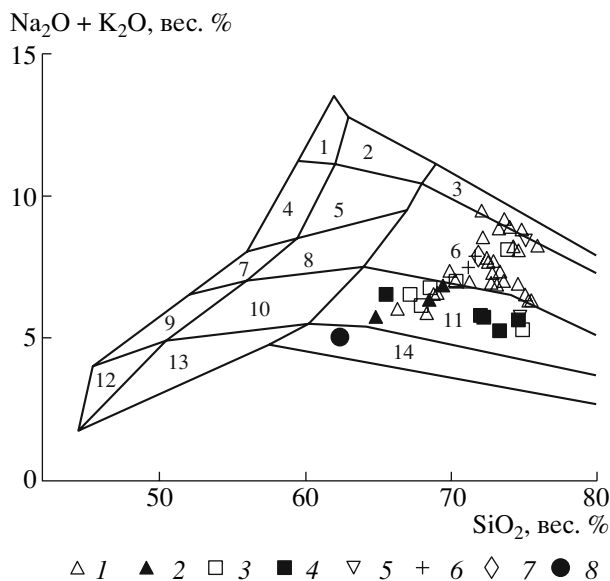
Изотопные измерения проводились на SHRIMP-RG (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe–Reverse Geometry – чувствительный ионный зонд высокого разрешения – обратная геометрия) в микроаналитическом центре Станфорд-USGS по стандартной методике [68]. Пучок отрицательно заряженных атомов кислорода диаметром  $\sim 30$  мк используется для ионизации вещества анализируемого кристалла. Каждое измерение состояло из пяти циклов, причем после четырех или пяти измерений для кристаллов с неизвестным возрас-

том проводилось измерение возрастного стандарта AS57. Концентрации урана и тория калибровались по SL13 [85].

Для возрастов, приведенных в таблице, проведена  $^{207}\text{Pb}$ -корректировка, которая базируется на допущении, что в незначительно дискордантных цирконах присутствует простая смесь обычного и радиогенного свинца. Измеренное отношение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  используется для корректировки обычного свинца. Возрасты рассчитаны экстраполяцией измеренных данных на конкордию вдоль линии, соответствующей модельной составу обычного свинца [54] при аппроксимации для возраста единичных зерен.

**Датирование гнейсовидных гранитоидов.** По цирконам из гнейсовидных гранитов (образец 02LG24, см. рис. 3, таблица) крутогоровского комплекса, отобранных в верховьях реки Крутогорова, получен возраст  $78.5 \pm 1.2$  млн. лет.

Гнейсовидные биотитовые граниты (образец 04AS69, см. рис. 4, участок II), опробованные в среднем течении реки Правая Колпакова, содержат зональные цирконы с возрастом  $80.2 \pm 0.9$  млн. лет (таблица). На западном склоне Срединного хребта, в непосредственной близости от разлома, отделяющего метаморфические образования от неметаморфизованных (см. рис. 4, участок I), отобран образец милонитизированного двуслюдяного гранита (образец 04AS99), циркон из которого



**Рис. 5.** Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  [66] для гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта

Поля на диаграмме: 1 – щелочные сиениты, 2 – щелочные кварцевые сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – сиениты, 5 – кварцевые сиениты; 6 – граниты, 7 – монцониты, 8 – кварцевые монцониты, 9 – монцодиориты, 10 – кварцевые монцодиориты, 11 – гранодиориты, 12 – габбро, 13 – кварцевые диориты, 14 – тоналиты.

1 – равномернозернистые граниты; 2 – гранодиориты из включений в равномернозернистых гранитах; 3 – гнейсовидные граниты; 4 – лейкосома гнейсов колпаковской серии; 5 – аплиты; 6 – гранит-порфиры; 7 – милонитизированные двуслюдяные граниты; 8 – позднекинематический тоналит

датирован как  $79.2 \pm 1.9$  млн. лет. На правом борту реки Поперечная опробован ортогнейс, цирконы из которого дали конкордантный возраст –  $79.3 \pm 0.9$  млн. лет.

Данные U–Pb SHRIMP датирования цирконов из гнейсовидных (крутогоровских) гранитов показывают, что кристаллизация этих гранитов произошла 80–78 млн. лет назад. Так как четыре датированных образца отобраны в разных районах и на значительных расстояниях один от другого, а полученные возрасты очень близки, можно утверждать, что кратковременный этап гранитообразования произошел в пределах Малкинского поднятия Срединного хребта в кампане (~78–80 млн. лет).

**Датирование равномернозернистых гранитоидов.** Цирконы, выделенные из дайки гранат-биотитовых тоналитов (образец 02AS04, см. рис. 3), прорывающей образования колпаковской серии (автохтон), зону надвига, сложенную метабазами, и образования аллохтона, представлены идиоморфными кристаллами с четко выраженной зональностью, характерной для зерен магматического генезиса. Их возраст определен как  $51.5 \pm 0.7$  млн. лет (см. таблицу). Так как описанный

интрузив прорывает автохтон, зону надвига, сложенную метабазами, и аллохтон, следовательно, его возраст дает верхний предел возраста шарьирования аллохтона на автохтон, произошедшего до ~52 млн. лет назад.

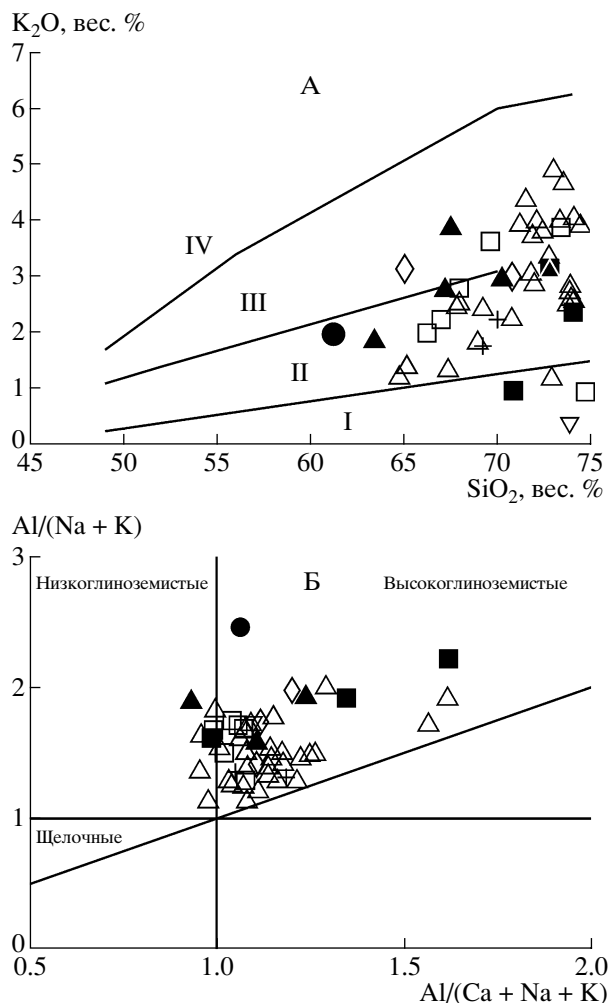
Равномернозернистые двуслюдяные граниты района рек Левая Андриановка (образцы 02JH111 и 02JH117, см. рис. 1, участок II) и Правая Колпакова (образец 04AS67, см. рис. 4, участок II) содержат цирконы с возрастными интервалами от  $50.1 \pm 1.7$  до  $54.9 \pm 0.5$  млн. лет (см. таблицу). В образцах 02JH111 и 02JH117 датирован также монацит; его Pb–Th возраст составляет  $51.9 \pm 0.7$  и  $52.1 \pm 0.6$  млн. лет соответственно (см. таблицу). Важно подчеркнуть, что возрасты равномернозернистых двуслюдяных гранитов, определенные как по циркону, так и по монациту, очень близки к возрасту лейкосомы мигматитов, развитых по гранат-биотитовым гнейсам колпаковской серии (образец 02JH47/1, см. рис. 3). Последний составляет  $51.2 \pm 0.5$  млн. лет (см. таблицу).

U–Pb SHRIMP датирование циркона из равномернозернистых гранитов показывает, что их внедрение происходило в раннем эоцене. Кроме того, данные по датированию оторочек цирконов из лейкосомы колпаковских мигматитов, а также датирование метаморфогенного монацита указывают, что пик метаморфизма и анатексис произошли в раннем эоцене ( $52 \pm 2$  млн. лет назад). Значит, раннеэоценовый этап гранитообразования происходил одновременно с пиком метаморфизма.

Таким образом, на основании проведенного датирования гранитоидов можно констатировать, что в пределах Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки выделяется два этапа гранитообразования – кампанский (~78–80 млн. лет) и раннеэоценовый (~52 ± 2 млн. лет). Гранитоиды первого этапа подверглись метаморфизму и были гнейсированы; по-видимому, только эти породы стоит относить к крутогоровскому комплексу. Раннеэоценовые гранитоиды сформировались синхронно с пиком метаморфизма.

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

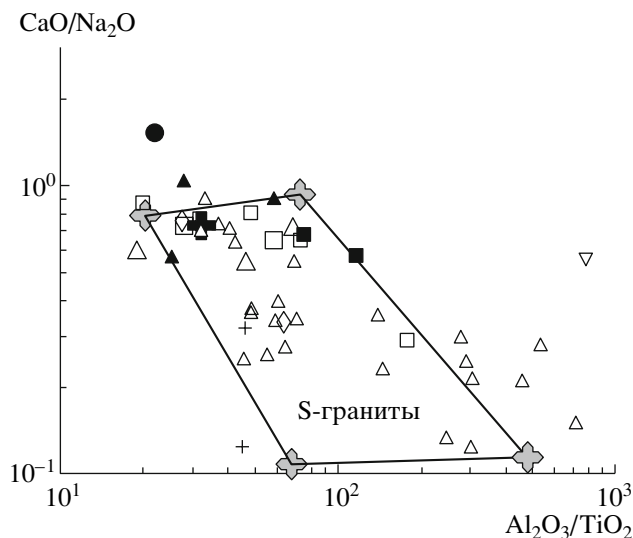
Проанализированные гранитоиды по соотношению кремнезема и суммы щелочей относятся к породам нормального ряда и частично к субщелочным и соответствуют: равномернозернистые – гранитам и гранодиоритам; гнейсовидные и породы из включений в равномернозернистых гранитах – гранодиоритам [66] (рис. 5). По соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  гранитоиды относятся к средне- и высококальциевой известковой щелочной сериям (рис. 6, А). Отношение  $\text{K}/\text{Na}$  колеблется от 0.6 до 2.45. Гранитоиды характеризуются близкой степенью насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na (индекс ASI = 0.95–1.3), и образуют компакт-



**Рис. 6.** Диаграммы  $K_2O-SiO_2$  (А) и  $Al/(Na + K)-Al/(Na + K + Ca)$  (Б) для гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта  
Условные обозначения см. на рис. 5  
На А: серии [76]: I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – высококальцевая известково-щелочная, IV – шошонитовая

ную группу в поле высокоглиноземистых гранитов на диаграмме  $Al/(Na + K)-Al/(Ca + Na + K)$ ; отдельные образцы равномернозернистых гранитов имеют индекс глиноземистости (ASI), равный 1.6 (рис. 6, Б).

Петрохимические характеристики (соотношение ASI и  $SiO_2$ ,  $FeO_1 + MgO + TiO_2$  и  $SiO_2$ ) как равномернозернистых, так и гнейсовидных гранитоидов указывают на их сходство с S-гранитами коллизионных орогенов различного возраста. Большая часть гранитоидов также попадает в поле гранитов S-типа, построенное П. Сильвестром [82] по индикаторным параметрам  $Al_2O_3/TiO_2$  и  $CaO/Na_2O$  (рис. 7).

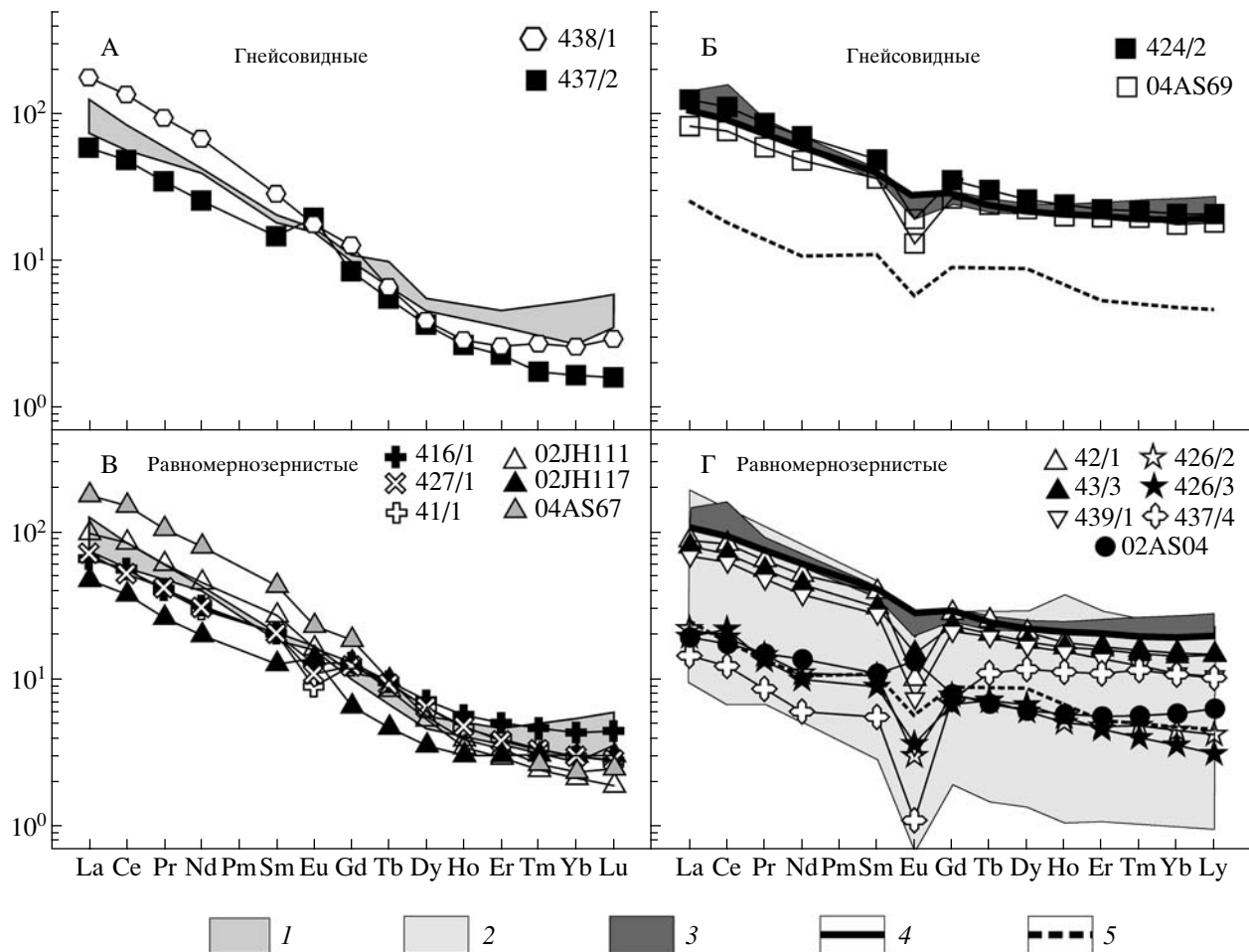


**Рис. 7.** Диаграмма  $CaO/Na_2O-Al_2O_3/TiO_2$  для гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта. Нанесено поле S-гранитов с граничными типами, по [82]  
Условные обозначения см. на рис. 5

Редкоземельные характеристики позволяют выделить среди гнейсовидных и равномернозернистых гранитоидов две группы пород.

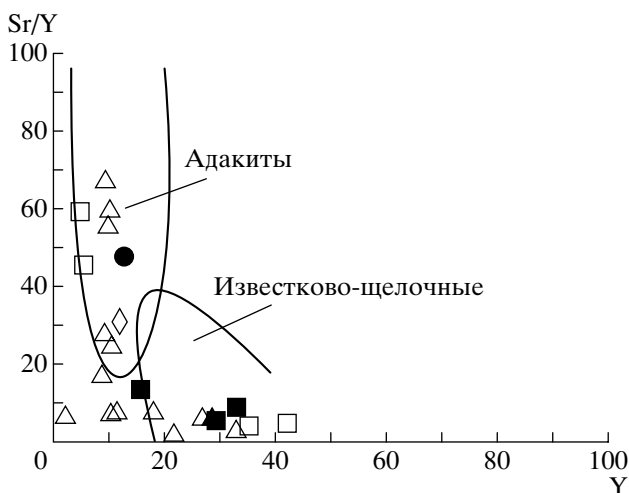
Первая группа **гнейсовидных** гранитоидов характеризуется фракционированным распределением РЗЭ, с обогащением в легкой и обеднением в тяжелой частях спектра ( $La_N/Yb_N = 33.07-63.56$ ;  $La_N/Sm_N = 3.83-5.93$ ) (рис. 8, А). Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ гнейсовидных гранитов либо не имеют Eu-аномалии, либо имеют небольшую положительную аномалию ( $Eu/Eu^* = 1.01, 1.85$ ) (см. рис. 8, А). Граниты этой группы имеют также повышенные отношения  $Sr/Y$  (59.1–45.48) (рис. 9). Для второй группы гнейсовидных гранитоидов характерно более высокое содержание тяжелых РЗЭ ( $La_N/Yb_N = 2.68-5.59$ ;  $La_N/Sm_N = 1.47-2.44$ ), хондрит-нормализованные спектры РЗЭ отличаются хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.41-0.46$ ) (рис. 8, Б). Спектры распределения гранитоидов этой группы практически идентичны таковым для вмещающих гнейсов колпаковской серии (см. рис. 8, Б).

Аналогичные две группы пород выделяются и среди **равномернозернистых** гранитоидов. Первая также характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ( $La_N/Yb_N = 14.30-71.37$ ;  $La_N/Sm_N = 3.04-3.96$ ), повышенными  $Sr/Y$  отношениями (см. рис. 8, В, 9), но в отличие от гнейсовидных гранитов хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ равномернозернистых гранитов первой группы имеют как положительную ( $Eu/Eu^* = 1.54$ ), так и небольшую отрицательную Eu-аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.69-0.88$ ).



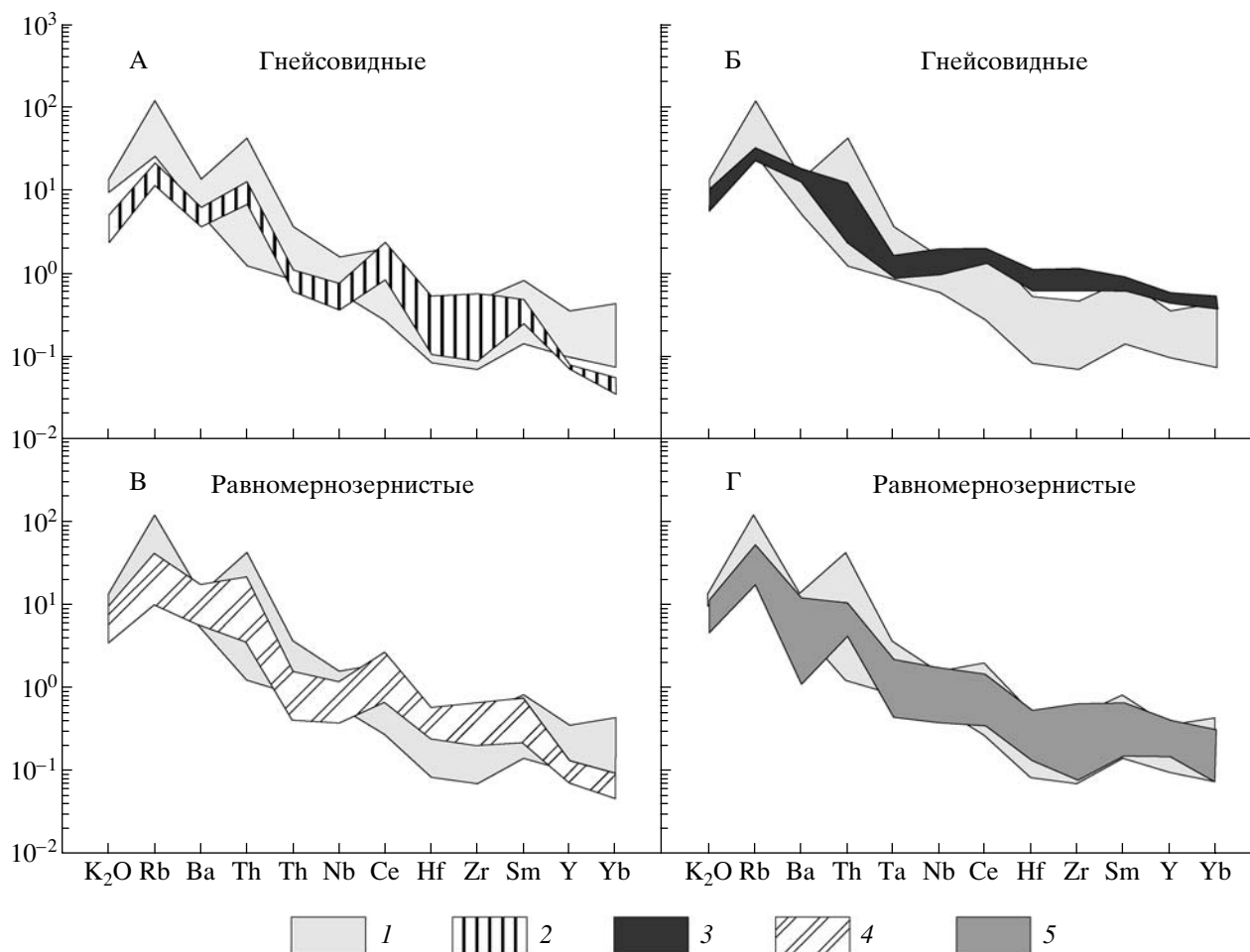
**Рис. 8.** Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для гнейсовидных (А, Б) и равномернозернистых (В, Г) гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта. Состав хондрита по [81]

1–3 – поля: 1 – архейских высокоглиноземистых ТТД и кайнозойских адакитов, по [56], 2 – коллизионных гранитов, по [4], 3 – метаосадочных пород колпаковской серии; 4, 5 – спектры распределения: 4 – метаосадочных пород камчатской серии, 5 – миоценовых лейкогранитов Манаслу, Гималаи [53]



**Рис. 9.** Диаграмма Sr/Y–Y, разграничивающая поля адакитов и известково-щелочных пород, по [56]  
Условные обозначения см. на рис. 5

Вторая группа равномернозернистых гранитоидов характеризуется обогащенными тяжелыми РЗЭ хондрит-нормализованными спектрами РЗЭ с хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией ( $La_N/Yb_N = 1.26–5.88$ ;  $La_N/Sm_N = 1.99–2.50$ ;  $Eu/Eu^* = 0.16–0.44$ ) (рис. 8, Г). Равномернозернистые гранитоиды второй группы можно также разделить на две подгруппы с разным суммарным содержанием РЗЭ: на уровне 10–20 и 80–100 хондритовых в легкой части спектра и на уровне 2–3 и 15 хондритовых в тяжелой части спектра соответственно. Спектры распределения гранитоидов с более высоким суммарным содержанием РЗЭ сходны с таковыми для вмещающих метатерригенных пород камчатской серии, но отличаются более глубокой отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 8, Г). Выделяется также спектр распределения мусковитовых гранитов (обр. 437/4) с горизонтальными легкой и тяжелой частями спектра и наиболее глубокой отрицательной Eu-аномалией



**Рис. 10.** Мультиэлементные спайдер-диаграммы, нормированные на состав гипотетического гранита океанических хребтов, по [75], для гнейсовидных (А, Б) и равномернoзернистых (В, Г) гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта

Поля: 1 – синколлизионных гранитов, по [75], 2 – гнейсовидных гранитов с первым типом распределения РЗЭ, 3 – гнейсовидных гранитов со вторым типом распределения РЗЭ, 4 – равномернoзернистых гранитов с первым типом распределения РЗЭ, 5 – равномернoзернистых гранитов со вторым типом распределения РЗЭ

ей ( $La_N/Yb_N = 1.26$ ;  $La_N/Sm_N = 2.50$ ;  $Eu/Eu^* = 0.16$ ) (см. рис. 8, Г). Подобные спектры обычно характерны для высокодифференцированных лейкогранитов [15].

В целом геохимические характеристики пород первой группы (повышенные  $La_N/Yb_N$  и  $Sr/Y$  отношения), выделенной как среди гнейсовидных, так и равномернoзернистых гранитоидов, сближают их с адакитами и высоко-Al тоналитами, трондьемитами, дацитами (ГТД). Редкоземельные характеристики второй группы гнейсовидных и равномернoзернистых гранитоидов сходны с таковыми коллизионных гранитов [4] (см. рис. 8, Г).

Мультиэлементные спайдер-диаграммы гнейсовидных и равномернoзернистых гранитоидов сходны между собой, характеризуются максимумами Rb, Th, Ce, Sm и минимумами Ba, Ta, Nb, Zr, Hf и в целом совпадают с полем синколлизионных гранитов по [75] (рис. 10).

На диаграмме С.Д. Великославинского [4], разделяющей гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, параметры которой включают как петрогенные, так и редкие и редкоземельные элементы, точки составов гнейсовидных и равномернoзернистых гранитоидов располагаются в поле коллизионных гранитов (рис. 11).

### ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографический состав и петрохимические характеристики гранитов Малкинского поднятия Срединного хребта (высокие содержания  $SiO_2$ , наличие слюды и граната в составе пород, соотношение в них коэффициента глиноземистости ASI и  $SiO_2$ ,  $FeO_t + MgO + TiO_2$  и  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3/TiO_2$  и  $CaO/Na_2O$ ) показывают их сходство с гранитами S-типа [50]. Последние обычно рассматривают как результат частичного плавления (анатексиса) метаосадочного корового протолита либо вслед-

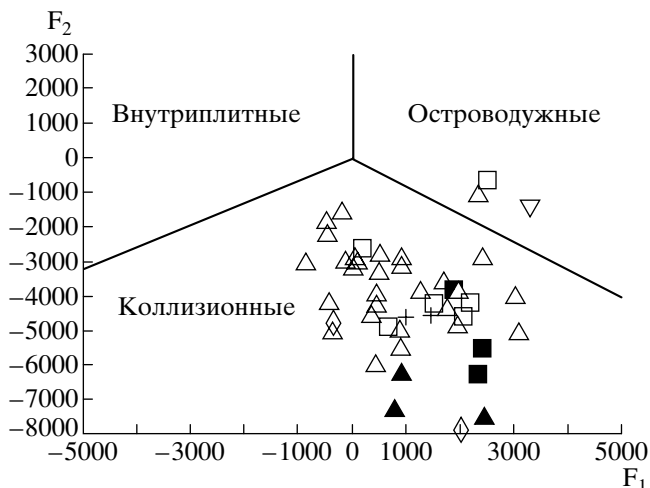


Рис. 11. Диаграмма С.Д. Великославинского [4], разделяющая гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования

$F_1$  и  $F_2$  – дискриминантные функции, включающие как петрогенные, так и редкие и редкоземельные элементы [4]

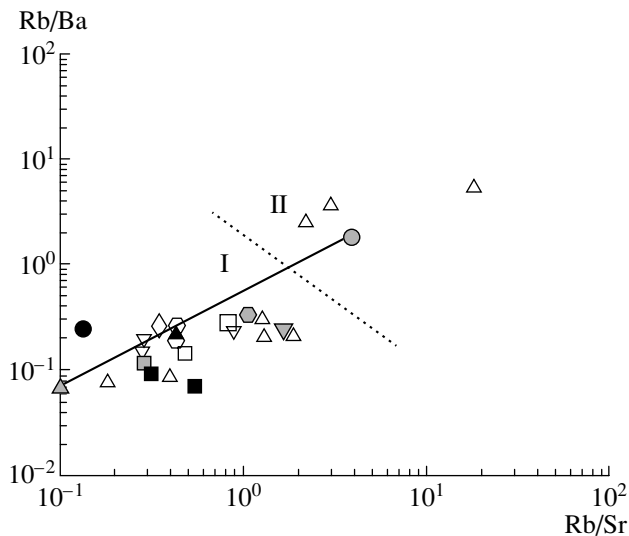
Усл. обозначения см. на рис. 5

ствие повышенного радиоактивного распада и разогрева при образовании anomalно утолщенной коры (>50 км) коллизионных систем, либо даламинации литосферы и поступлении в основание коры горячей астеносферной мантии в постколлизионных условиях [27, 58, 73, 74, 82 и др.]. Высокоглиноземистый характер гранитов Срединного хребта предполагает, что их источником должны быть метаосадочные толщи, однако геохимические данные показывают, что картина более сложная. Авторы отдают себе отчет, что для полной характеристики источника гранитных магм необходимо наличие Sr–Nd изотопных данных, и предполагают продолжить работу в этом направлении; в данной статье рассуждения базируются на данных о распределении редкоземельных элементов в гранитоидах и вмещающих метаморфитах.

#### Геохимические типы гранитов и состав плавящегося субстрата

Спектры распределения РЗЭ гнейсовидных гранитов показывают, что среди них можно выделить две группы пород, которые могли образоваться за счет частичного плавления различных по составу источников.

**Кампанские гнейсовидные граниты (крутогорский комплекс).** Дифференцированные спектры РЗЭ (обедненные тяжелыми лантаноидами с высоким  $La_N/Yb_N$  отношением) и повышенные отношения Sr/Y, отмеченные для первой группы гнейсовидных гранитов, обычно характерны для таких пород, как высокоглиноземистые ТГД и адакиты. Их происхождение связывают с частичным плавлением мафического субстрата, при ко-



△ 1    □ 2    ○ 3    ▽ 4    ● 5  
○ 6    ◇ 7    △ 8    □ 9    ▽ 10

Рис. 12. Диаграмма Rb/Ba–Rb/Sr [82] для гнейсовидных и равномернозернистых гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта

Нанесены точки составов гранитоидов, для которых предполагается метаосадочный протолит. Условные обозначения см. на рис. 5

Рассчитанные составы: 1 – базальта, 2 – граувакки, 3 – сланца; 4, 5 – составы расплава, полученные при плавлении: 4 – псаммитового источника, 5 – пелитового источника; 6 – метаосадочные породы колпаковской серии; 7 – сланцы камчатской серии

Пунктирная линия разграничивает бедные (I) и богатые (II) глиной источники

тором гранат и (или) роговая обманка являются реститовыми фазами, однако геодинамические условия, в которых реализуется этот процесс, представляются различными [см. сводки в работах 38, 52, 56, 65, 67 и ссылки в них]. Аналогичные дифференцированные спектры РЗЭ наблюдаются также у гранитов, происхождение которых связывают с частичным плавлением граувакк в равновесии с эклогитовым реститом (например, для двуслюдяных гранатосодержащих низкоглиноземистых–умеренно глиноземистых позднемеловых гранитов комплекса метаморфических ядер Уиппл Маунтэйн, ЮВ Калифорния [47]).

Таким образом, можно предполагать, что в источнике, из которого выплавлялись гранитные расплавы, образующие гнейсовидные граниты первой группы, присутствовали магматические породы основного состава или осадочные породы грауваккового состава, преобразованные в амфиболитовой до гранулитовой фации. В процессе их частичного плавления в реститовой фазе должны были оставаться гранат и (или) роговая обманка. Такой состав источника не противоречит данным А.В. Рихтера [26] о присутствии граувакк в составе пород колпаковской серии, которую прорыва-

ют гнейсовидные граниты, а также присутствию в составе колпаковской серии амфиболитовых тел, образованных по высокотитанистым океаническим базальтам (см. выше).

Спектры распределения РЗЭ второй группы гнейсовидных гранитов (с низким  $La_N/Yb_N$  отношением, хорошо проявленной отрицательной Eu-аномалией) сходны со спектрами распределения РЗЭ, характерными для коллизионных S-гранитов, образование которых связывают с частичным плавлением метапелитов, в частности со спектром распределения синколлизионных миоценовых лейкогранитов Манаслу, Гималаи [53]. Однако вариации отношений Rb/Ba и Rb/Sr в гранитах этой группы показывают, что их протолитом могли служить метаосадочные породы, обедненные метапелитовым компонентом: точки составов гранитов на диаграмме Rb/Ba–Rb/Sr [82] расположены между средним составом граувакки, сланца и составом расплава, полученного при плавлении псаммитового источника (рис. 12). Метаосадочный характер протолита гнейсовидных гранитоидов этой группы подтверждается сходством спектров распределения РЗЭ гранитоидов и вмещающих гнейсов колпаковской серии (см. рис. 8).

**Раннеэоценовые равномернозернистые граниты.** Среди равномернозернистых гранитов по распределению РЗЭ и соотношению Sr и Y также выделяются две группы пород: с высокими  $La_N/Yb_N$  и Sr/Y отношениями и с низкими  $La_N/Yb_N$ , Sr/Y отношениями и отчетливо проявленной отрицательной Eu-аномалией. Равномернозернистые граниты первой группы так же, как и гнейсовидные граниты первой группы, по спектрам распределения РЗЭ и высоким Sr/Y отношениям сопоставляются с высокоглиноземистыми ТТГ и адакитами (см. рис. 8). Исходя из этого сходства, для них также предполагается наличие мафических пород в источнике и образование в результате частичного плавления, при этом гранат и роговая обманка являются реститовыми фазами. Для равномернозернистых гранитов со вторым типом распределения РЗЭ характерен большой разброс в суммарном количестве РЗЭ в отличие от гнейсовидных гранитов с подобным спектром распределения (см. рис. 8). В целом спектры распределения РЗЭ второй группы равномернозернистых гранитов не выходят за пределы поля коллизионных гранитов, построенного С.Д. Великославинским на основе представительной базы данных. Часть гранитов этой группы с высоким суммарным содержанием РЗЭ, возможно, образовались при частичном плавлении метапелитового протолита, что подтверждается сходством спектров распределения РЗЭ гранитов и вмещающих метатерригенных пород камчатской серии. По данным [37], первичные породы этой серии представляли собой глины с редкими прослоями от полимиктовых до аркозовых песчаников. Вари-

ции отношений Rb/Ba и Rb/Sr в большей части равномернозернистых гранитов этой группы показывают, что они могли сформироваться при плавлении метаосадочного протолита, в составе которого присутствовал как метапелитовый, так и метапсаммитовый компонент (см. рис. 12).

Таким образом, при формировании как гнейсовидных, так и равномернозернистых гранитов в позднемеловое (~78–80 млн. лет) и эоценовое (~52 ± 2 млн. лет) время соответственно в процесс плавления вовлекаются два типа источника, содержащих как метабазиты, так и метаосадочные породы (как обедненные, так и обогащенные метапелитовым компонентом).

### Геодинамические условия гранитообразования

**Кампанский этап.** По мнению А.И. Ханчука [40], образования колпаковской серии являются метаморфизованными отложениями аккреционной призмы, наши наблюдения подтверждают это мнение, а проведенное датирование терригенного протолита указывает на его меловой возраст [34, 60]. Таким образом, первый этап гранитного магматизма Срединного хребта – формирование гнейсовидных гранитов с возрастом ~78–80 млн. лет – связан, по всей видимости, с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии. Причины проявления гранитоидного магматизма в аккреционной призмах как на примере Камчатки, так и других районов Тихоокеанской окраины до сих пор остаются слабоизученными. В аккреционной призме Шиманто известны гранитоиды миоценового возраста, которые относятся к известково-щелочному ряду, характеризуются пералюминиевым составом в южной части призмы, металюминиевым – в северной и содержат включения метаморфических пород [78–80]. Х. Шинджо [78] объясняет появление аккреционных гранитоидов в результате частичного плавления осадочного вещества аккреционной призмы в ее основании под действием тепла, поступающего от высокотемпературной андезитовой магмы, образованной при частичном плавлении водосодержащего перидотита в преддуговой области. При этом имеют место смешение дериватов андезитового и гранитного расплавов и некоторое фракционирование полученного расплава. Авторы [79] считают, что источником тепла, необходимым для плавления корового материала аккреционной призмы Шиманто и образования гранитоидов, были базитовые расплавы, поступающие от горячей обогащенной мантии при погружении в зону субдукции океанического хребта. Наконец, авторы [51] считают, что гранитоиды аккреционной призмы Шиманто являются постколлизионными и выплавляются примерно через 2 млн. лет после коллизии Северо-Филиппинского блока и Юго-Западной Японии.

Для поздне меловой–раннепалеоценовой аккреционной призмы Хидака также характерно проявление гранитоидного магматизма, представленного преимущественно тоналитами. Дж. Маеда и Х. Кагами [64] связывают по времени их формирование с субдукцией океанического хребта Кула-Пацифика в позднем палеоцене–раннем эоцене. Они считают, что магмы N-MORB типа, отделившиеся от воздымающейся астеносферной мантии вдоль хребта Кула-Пацифик, мигрировали в основание аккреционной призмы и являлись источником тепла. Аккрецированный осадочный материал был метаморфизован до гранулитовой фации и частично испытал анатексис с образованием гранитных магм [64]. Надо отметить, что в спецвыпуске журнала Геологического общества Японии за ноябрь 2006 г., посвященном аккреционной призме Хидака, отмечается, что в главной зоне анатексиса (зона IV) пояса Хидака наблюдаются продукты частичного плавления как пелитовых гранулитов, так и мафических гранулитов. Они представлены лейкосомами различного состава, образованными в результате дегидратационного плавления биотита и роговой обманки соответственно. Частичные расплавы, сформированные в главной зоне анатексиса, испытывают перемещения и образуют тоналитовые магмы, которые кристаллизуются в виде тоналитовых плутонов, имеющих как характеристики высокоглиноземистых гранитов S-типа, так и низкоглиноземистых гранитов I-типа [71].

В случае поздне меловых гнейсовидных гранитов Срединного хребта Камчатки возникает вопрос: какое термальное событие привело к выплавлению гранитного расплава? Первый вариант – это андреплейтинг мафического материала в основании аккреционной призмы в результате плавления мантийного клина над зоной субдукции, хотя в ассоциации с гранитами мы не наблюдаем выходов магматических пород основного состава. Второй вариант по аналогии с аккреционными призмами Шиманто и Хидака [64, 79, 80] – это погружение океанического хребта под Камчатскую окраину, образование мантийного окна, разогрев основания аккреционной призмы и выплавление гранитов. При этом надо учитывать сделанные выше заключения о присутствии в составе источника выплавления для гнейсовидных гранитов как метабазитов, так и метаосадочных пород. В качестве метаосадочного источника можно рассматривать вещество аккреционной призмы. Мафический источник мог представлять собой фрагменты океанической коры (верхняя базальтовая часть), включенные в аккреционную призму. Для получения гранитных составов степень плавления мафического источника должна быть небольшой (5–7%), при более высоких степенях плавления в экспериментах получают тоналитовые и трондьемитовые расплавы [77].

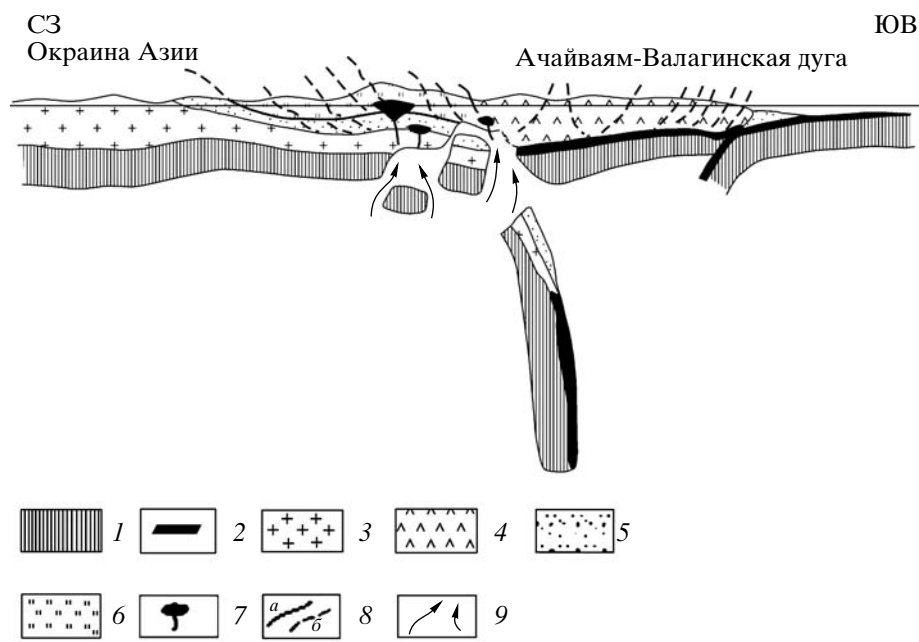
**Раннеэоценовый этап.** Второй этап гранитно-магматизма – формирование равномернзерни-

стых гранитов – совпадает по времени с коллизией Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии. Датировки цирконов из равномернзернистых гранитов, лейкосомы мигматитов, развитых по гнейсам колпаковской серии и синкинематических гранат-биотитовых тоналитов из дайки, прорывающей образования колпаковской серии (автохтон), зону надвига, сложенную метабазитами, и образования аллохтона, очень близки и составляют  $\sim 52 \pm 2$  млн. лет. Все это говорит о том, что выплавление гранитов происходит на пике метаморфизма. Мы не можем связать этот процесс с термальной релаксацией аномально утолщенной коры, так как интервал времени между пиком метаморфизма, внедрением равномернзернистых гранитов и эксгумацией метаморфитов и гранитоидов на поверхность составляет не более 2 млн. лет [34, 45]. В то время как в термальных и петрологических моделях П. Ингланда, Б. Томсона [57] или А. Патино Дусе с соавторами [74] показано, что для образования лейкогранитов в результате частичного плавления метапелитов в коллизионных системах (Гималаи, пояс Севьер, Сев. Америка) должно пройти 25–30 млн. лет после начала коллизии или 10 млн. лет после окончания коллизионных деформаций. Если рассматривать коллизионный вариант происхождения гранитоидов аккреционной призмы Шиманто Дж. Шарвэ с соавторами [51], то время коллизии датируется интервалом 20–17 млн. лет назад, а время внедрения гранитоидов – интервалом 15–12 млн. лет, т.е. минимальная оценка времени между коллизией и формированием гранитоидов составляет 2 млн. лет, как и в случае Камчатки. Близкие оценки возраста внедрения гранитоидных плутонов в результате коллизии дуга-континент даны для батолита Пенинсула Рэндж юрско-мелового возраста (Калифорния, Мексика) [62, 83]. По данным [61], коллизия произошла 110 млн. лет назад, возраст наиболее ранних плутонов составляет  $108 \pm 1.8$  млн. лет [62], а в целом внедрение плутонов происходило в течение 4.4 млн. лет по данным SHRIMP-датирования [61].

Возможно, что образование гранитной магмы, давшей начало равномернзернистым гранитам, было синхронно уже с процессом развала орогена и происходило за счет декомпрессионного плавления в результате действия растягивающих напряжений, как это предполагается Н. Харрисом и Дж. Массей [58] для миоценовых лейкогранитов Гималаев. При этом в процесс плавления опять должны были вовлекаться два типа источников: магматические породы основного состава и (или) осадочные грауваккового и пелитового состава.

Наконец, еще один возможный вариант образования гранитных (лейкогранитных) расплавов – это фрикционный разогрев в процессе надвига или сдвигообразования. За счет этого механизма авторы [46] объясняют формирование неогено-





**Рис. 13.** Геодинамическая схема формирования гранитоидов в зоне коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии (около 52 млн. лет назад). Пояснения в тексте

1 – литосферная мантия; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – кора энсиматической островной дуги; 5 – терригенные отложения; 6 – вулканогенные образования; 7 – синколлизийные анатектические магматические камеры; 8 – разрывы (а – главные, б – второстепенные); 9 – восходящие мантийные потоки

вых лейкогранитов Моли Мэй, прорывающих Береговой плутонический комплекс, Британская Колумбия, Сев. Америка. Численное моделирование данного процесса приведено в работах [69, 70] на примере протерозойских позднеорогенных лейкогранитов Харни Пик, Южная Дакота (Транс-Гудзонская орогения). Показано, что в области надвигания могут происходить повышение температур до 700°C и более и образование небольших порций гранитного расплава в результате дегидратационного плавления пелитового протолита и его перемещения в коре в виде даек. Однако при этом в расчетах принимается, что время надвигообразования должно составлять 60 млн. лет, что не согласуется с продолжительностью коллизии в Срединном хребте Камчатки.

Таким образом, геологические, структурные и новые геохронологические данные позволили предложить модель тектонической эволюции комплексов Срединного хребта (более детально изложено в [14, 34, 60]). На Камчатской окраине Евразии в конце мела (в докампанское время) терригенные отложения (нижние горизонты хозгонской свиты и ее аналоги), по-видимому, входили в состав аккреционной призмы [34, 40]. Эти отложения, послужившие в дальнейшем протолитом для образований колпаковской серии (по мнению А.И. Ханчука [40] и нашим наблюдениям [34, 60]), примерно 78–80 млн. лет назад были прорваны гнейсовидными гранитами (гранитами крутогоровского комплекса).

Около 60 млн. лет назад к Камчатской окраине Евразии приближается Ачайваям-Валагинская энсиматическая дуга на расстояние первых сотен километров [16, 17, 43]. В реликтовом бассейне между окраиной и дугой продолжается терригенное осадконакопление (верхние горизонты хозгонской свиты) до ~55 млн. лет назад [34, 60], эти отложения явились протолитом для сланцев камчатской серии. После 55 млн. лет назад в процессе коллизии начинается быстрое надвигание окраинно-морских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины. С процессом коллизии связано формирование надвигов западной вергентности в зоне Андриановского шва [14]. В результате коллизии гетерогенные образования окраины испытывают быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин. В пределах современного Малкинского поднятия сразу после надвигания пород Ачайваям-Валагинской дуги на терригенные толщи континентальной окраины начались интенсивные и быстрые преобразования структуры, включающие глубокое погружение, быстрый прогрев коры. Быстрый (максимум 3–5 млн. лет) прогрев привел к метаморфизму высоких температур (550–650°C) и умеренных давлений, охватившему нижнюю часть коллизийной зоны, а также к выплавлению гранитов [34, 60]. Это событие произошло 52±2 млн. лет назад. Согласно U-Pb SHRIMP датировкам цирконов, в это же время происходят миг-

матизация, частичное плавление и внедрение равномернозернистых гранитов.

Такой прогрев был бы невозможен только в результате кондуктивного переноса тепла из нижней коры в терригенные отложения и вулканы, погребенные под нагромождением покровов. Для этого требовался дополнительный мощный источник тепла. Быстрый прогрев коры произошел, по-видимому, в результате разрушения нижних частей литосферы и прорыва астеносферных масс (“аномальной мантии”) к основанию коры или даже к ее верхнему слою (рис. 13) [34]. В последние годы на многочисленных примерах было показано, что в коллизионных зонах такой подъем происходит при так называемом “отрыве слэба” (“slab breakoff”) [48, 55].

### ВЫВОДЫ

1) В пределах метаморфических толщ Малкинского поднятия Срединного хребта выделены два типа гранитов: гнейсовидные и равномернозернистые с возрастом около 78–80 (кампан) и  $52 \pm 2$  млн. лет (ранний эоцен) (U–Pb SHRIMP метод) соответственно. Гнейсовидные граниты сопоставляются с гранитами крутогорского комплекса, они прорывают образования колпаковской серии и вместе с ней входят в состав автохтона. Равномернозернистые граниты прорывают как образования колпаковской и камчатской серий (автохтон), так и аллохтон и зону надвига между ними (район р. Крутогорова).

2) Петрографический состав и петрохимические характеристики гнейсовидных и равномернозернистых гранитов (высокие содержания  $\text{SiO}_2$ , наличие мусковита и граната в составе пород, соотношение в них ASI и  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$  и  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ) показывают их сходство с гранитами S-типа. Геохимические данные позволяют предполагать, что при формировании как гнейсовидных, так и равномернозернистых гранитов в позднемеловое и палеоценовое время соответственно в процесс плавления вовлекаются два типа источника: метабазитовый и метаосадочный (как обедненный, так и обогащенный метапелитовым компонентом).

3) Первый кампанский этап гранитного магматизма Срединного хребта – формирование гнейсовидных гранитов с возрастом ~78–80 млн. лет – связан с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии. Причины его проявления пока остаются неясными. Можно предполагать, что гранитная магма образовалась при частичном плавлении аккреционной призмы либо в результате андерплейтинга мафического материала в ее основание, либо при погружении океанического хребта по аналогии с гранитоидами аккреционной призмы Шиманто. Частичному плавлению могло подвергаться как осадочное вещество аккреционной призмы, так и включенные в нее

фрагменты океанической коры (верхняя базальтовая часть).

4) Второй раннеэоценовый этап гранитного магматизма – формирование равномернозернистых гранитов – совпадает по времени с коллизией Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии 52 млн. лет назад. Интервал времени между пиком метаморфизма, внедрением равномернозернистых гранитов и эксгумацией метаморфитов и гранитоидов на поверхность составляет не более 2 млн. лет, т.е. вышлавление гранитов происходит на пике метаморфизма. Аномально быстрый прогрев коры, возможно, был связан с подъемом астеносферных масс в результате отрыва слэба Евразийской плиты, погружавшейся под Ачайваям-Валагинскую дугу.

*Благодарности.* Авторы признательны Г.В. Ледневой, Д.М. Ольшанецкому, Т.Н. Палечек за помощь в проведении полевых работ. Цирконы и монациты из гранитоидов были выделены в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН Н.Я. Щербачевой и И.С. Ипатьевой. Авторы благодарны рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-65132, 05-05-64066, 07-05-00255), ФЦНТП ведущие научные школы (НШ-9664.2006.5), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6, № 8, № 14.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканы Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
3. Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плаггиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330. С. 233–236.
4. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. Р. 363–380.
5. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58–65.
6. Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb–Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 5. С. 645–649.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Т. 1 / Под ред. члена-кор. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572.
8. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XIV. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
9. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. М.: Недра, 1964. 734 с.

10. Жегалова Г.В. Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Срединного хребта Центральной Камчатки // Геотектоника. 1981. № 3. С. 105–112.
11. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука, 1990. Т. 2.
13. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000 / Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
14. 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.
15. Коваленко В.И., Ярмлюк В.В., Владыкин Н.В., Иванов В.Г., Ковач В.П., Козловский А.М., Костицын Ю.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 227–253.
16. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
17. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 549).
18. 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 автономного округа. Петропавловск-Камчатский: КАМШАТ, 1999. С. 41–42.
19. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Том 1. Магадан: СВКНИИ, 2003. С. 162–165.
20. Кузьмин В.К., Чухонин А.П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 932–935.
21. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Советская геология. 1967. № 4. С. 57–69.
22. Лебедев М.М., Ястремский Ю.М., Гузиев И.С. О природе гранитогнейсовых куполов Срединнокамчатской метаморфической зоны. Новоалександровск, 1970 (Тр. СахКНИИ; Вып. 268).
23. Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234–246.
24. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
25. Рихтер А.В. Строение метаморфических образований Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1993. С. 28–58.
26. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
27. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).
28. Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и др. Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // Докл. АН. 1992. Т. 326. № 1. С. 148–153.
29. Сиверцева И.А., Смирнова А.И. О находке палеозойских спор в метаморфических отложениях Камчатки // Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 126–128.
30. Синица С.М. Метаморфизм и плагиогранитоиды северо-запада Тихоокеанского пояса // Известия РАН. Сер. геол. 1990. № 10. С. 50–57.
31. Синица С.М., Ханчук А.И. Преколлизионные гранитоиды // Тихоокеанская геология. 1995. № 1. С. 50–56.
32. Синица С.М., Шапкин К.С. Плагиограниты Срединного хребта, их возраст, фациальные черты и место в структурной эволюции камчатских метаморфид // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток, ДВГИ ДВО АН СССР, 1979. С. 102–120.
33. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 181 с.
34. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа М.: Наука, 2007. (Тр. ГИН; Вып. 577). (в печати)
35. Соловьев А.В., Палечек Т.Н. Новые данные о возрасте андриановской свиты (Срединный хребет, Камчатка): к проблеме строения метаморфических комплексов в зоне аккреции // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–89.
36. Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Григоренко Е.С. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 110–117.
37. Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 63–70.
38. Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 420–433.
39. Ханчук А.И. Геология и происхождение Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С. 45–53.

40. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН, 1985. 138 с.
41. Хоуриган Дж.К., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т., Райнер П.В. Датирование сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки (скорость выведения аккреционных структур на поверхность) // Геохимия. 2004. № 2. С. 131–140.
42. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки. М.: ГЕОС, 2005. 116 с.
43. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваам-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
44. Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
45. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне коллизии палеоостровной дуги с континентом (на примере Камчатки) // Геотектоника (в печати)
46. Abdel-Rahman A.-F.M. Peraluminous plutonism: nature and origin of the Moly May leucogranite and its Coast plutonic complex granitic host-rocks, Northwestern British Columbia // Can. Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 1181–1196.
47. Anderson J.L., Cullers R.L. Middle to upper crustal plutonic construction of a magmatic arc; and example from the Whipple Mountains metamorphic core complex. Chapter 4 // Geol. Soc. Am. Memoir. 1990. Vol. 174. P. 47–69.
48. Atherton M.P., Ghani A.A. Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granit syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland // Lithos. 2002. Vol. 62. P. 65–85.
49. 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 // Jour. Geol. 2002. Vol. 110. P. 27–289.
50. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. Vol. 83. P. 1–26.
51. Charvet J., Faure M., Fabbri O., Cluzel D., Lapierre H. Accretion and collision during east-asiatic margin building – a new insight on the peri-Pacific orogenies / Eds. Wiley T.J., Howell D.G., Wong F.L. // Terrane analysis of China and the Pacific rim: Houston, Texas. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sci. Series. 1990. Vol. 13. P. 161–191.
52. Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. Vol. 80. P. 33–44.
53. Crawford M.B., Windley B.F. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // J. Volcanology and Geothermal Research. 1990. Vol. 44. P. 1–19.
54. Cumming G.L., Richards J.R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 28. № 2. P. 155–171.
55. Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 129. P. 85–102.
56. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
57. England P.C., Thomson A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 894–928.
58. Harris N., Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites // Tectonics. 1994. Vol. 13. № 6. P. 1537–1546.
59. Hourigan J.H. Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the Northeast Russian margin // Unpublished Ph.D. thesis. Stanford University. 2003. 234 p.
60. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B., Garver J.I., Reiners P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science (в печати)
61. Johnson S.E., Schmidt K.L., Tate M.C. Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and the USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust // Lithos. 2002. Vol. 61. P. 61187–208.
62. Johnson S.E., Tate M.C., Fanning C.M. New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: evidence for a suture? // Geology. 1999. Vol. 27. № 8. P. 743–746.
63. Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Diffusion of U, Th and Pb in natural zircons // Nature. 1997. Vol. 390. № 6656. P. 159–162.
64. Maeda J., Kagami H. Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido // Geology. 1996. Vol. 24. № 1. P. 31–34.
65. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. № 1–2. P. 1–24.
66. Middlemost E.A.K. Magmas and Magmatic Rocks. Essex: Longman Group Limited, 1985. 123 p.
67. Moyen J.-F., Stevens G. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics // Archean geodynamics and environments. 2006. Geophysical Monograph Series 164. P. 1–28.
68. Muir R.J., Ireland T.R., Weaver S.D., Bradshaw J.D. Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids; Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica // Chemical Geology. 1996. Vol. 127. № 1–3. P. 191–210.
69. Nabelek P.I., Liu M. Leucogranites in the Black Hills of South Dakota: the consequence of shear heating during continental collision // Geology. 1999. Vol. 27. № 6. P. 523–526.
70. Nabelek P.I., Liu M., Sirbescu M.-L.C. Thermo-rheological, shear heating model for leucogranite generation, metamorphism, and deformation during the Proterozoic Trans-Hudson orogeny, Black Hills, South Dakota // Tectonophysics. 2001. Vol. 342. P. 371–388.

71. *Osanai Y., Owada M., Shimura T., Nakano N., Soawa-nami S., Komatsu M.* Partial melting of high-grade metamorphic rocks in lower crustal part of the Hidaka Arc (Main Zone of the Hidaka metamorphic belt), northern Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 2006. Vol. 112. № 11. P. 623–638.
72. *Paces J.B., Miller J.D.* Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonometric processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys. Res. B. Solid Earth and Planets*. 1993. Vol. 98. № 8. P. 13997–14013.
73. *Patino Douce A.E., Harris N.* Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrology*. 1998. Vol. 39. № 4. P. 689–710.
74. *Patino Douce A.E., Humphreys E.D., Johnston A.D.* Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 97. P. 290–315.
75. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. № 4. P. 956–983.
76. *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. Vol. 58. P. 63–81.
77. *Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 rbar: implications for continental growth and crustal-melting recycling // *J. Petrol.* 1995. Vol. 32. P. 891–931.
78. *Shinjoe H.* Origin of the granodiorite in the forearc region of southwest Japan: melting of the Shimanto accretionary prism // *Chemical Geology*. 1997. Vol. 134. P. 237–255.
79. *Stein G., Charvet J., Lapierre H., Pons J., Fabbri O., Faure V.* Geodynamic setting of volcano-plutonic rocks in so-called “paleo-accretionary prisms”: Fore-arc activity or post collisional magmatism? The Miocene Shimanto belt as a case study // *Geochronique*. 1992. № 42. P. 92.
80. *Stein G., Lapierre H., Charvet J., Fabbri O.* Geodynamic setting of volcano-plutonic rocks in so-called “paleo-accretionary prisms”: fore-arc activity or postcollisional magmatism? the Shimanto belt as a case study // *Lithos*. 1994. Vol. 33. P. 85–107.
81. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D., Norry M.J. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
82. *Sylvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 29–44.
83. *Tate M.C., Norman M. D., Johnson S.E., Fanning C.M., Anderson J.L.* Generation of tonalite and trondhjemite by subvolcanic fractionation and partial melting in the Zarza Intrusive Complex, western Peninsular Ranges batholith, northwestern Mexico // *J. Petrology*. 1999. Vol. 40. P. 983–1010.
84. *Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific Basin / Ed. Howell D.G. // *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific council for energy and mineral resources*. Earth Science Series. 1985. Vol. 1. P. 333–348.
85. *Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.
86. *Zinkevich V.P., Rikhter A.V., Tsukanov N.V.* Accretion tectonics and geodynamics of Kamchatka-Sakhalin region // *Электронный журнал “Виртуальная геология”*. 1998. <http://geo.web.ru/users/GeoLIS/virtugeo/articles/tsukanov/articl.htm>

Рецензенты: В.И. Коваленко, М.Н. Шапиро

## Two Stages of Granite Formation in the Sredinny Range, Kamchatka: Tectonic and Geodynamic Setting of Granitic Rocks

M. V. Luchitskaya<sup>a</sup>, A. V. Solov'ev<sup>a</sup>, and J. K. Hourigan<sup>b</sup>

<sup>a</sup> *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*  
e-mail: [luchitskaya@ginras.ru](mailto:luchitskaya@ginras.ru)

<sup>b</sup> *University of California, 1156 High Street, Santa Cruz, CA 95064, United States*

Received May 21, 2007

**Abstract**—The newly formed continental crust in southern Kamchatka was created as a result of the Eocene collision of the Cretaceous–Paleocene Achaivayam–Valagin island arc and the northeastern Asian margin. Widespread migmatization and granite formation accompanied this process in the Sredinny Range of Kamchatka. The tectonic setting and composition of granitic rocks in the Malka Uplift of the Sredinny Range are characterized in detail, and the U–Pb (SHRIMP) zircon ages are discussed. Two main stages of granite formation—Campanian (80–78 Ma ago) and Eocene (52 × 2 Ma ago) have been established. It may be suggested that granite formation in the Campanian was related to the partial melting of the accretionary wedge due to its underplating by mafic material or to plunging of the oceanic ridge beneath the accretionary wedge. The Eocene granitic rocks were formed owing to the collision of the Achaivayam–Valagin ensimatic island arc with the Kamchatka margin of Eurasia. In southern Kamchatka (Malka Uplift of the Sredinny Range), the arc–continent collision started 55–53 Ma ago. As a result, the island-arc complexes were thrust over terrigenous sequences of the continental margin. The thickness of the allochthon was sufficient to plunge the autochthon to a considerable depth. The autochthon and the lower portion of the allochthon underwent high-grade metamorphism followed by partial melting and emplacement of granitic magma 52 × 2 Ma ago. The anomalously rapid heating of the crust was probably caused by the ascent of asthenospheric magma initiated by slab breakoff, while the Eurasian Plate plunged beneath the Achaivayam–Valagin arc.