

УДК 552.16 (571.66)

ГРАНУЛИТЫ КОЛПАКОВСКОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ – МИФ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?

© 2008 г. И. А. Тарарин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022 Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия; e-mail: itararin@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2006 г.

Получена после доработки 20.05.2007 г.

Геологические, минералогические и геотермобарометрические данные свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм исходных терригенных образований колпаковской серии, залегающей в основании разреза Срединно-Камчатского кристаллического массива, отвечал кианитовой минеральной субфации амфиболитовой фации: температуре 560–660°C и давлению 5.9–6.9 кбар, что обусловливало широкое развитие кианита в высокоглиноземистых гранат-биотитовых плагиогнейсах. Показано, что последующая гранитизация и мигматизация плагиогнейсов происходили на фоне снижения давления (глубинности), свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом как в метаморфических породах, так и в жильных синметаморфических гранитоидах и пегматитах. Температура процессов гранитизации и мигматизации плагиогнейсов оценивается в 620–650°C, а давление (глубинность) – в 1.9–3.0 кбар. Кислотное выщелачивание, сопровождавшее процессы гранитизации и мигматизации, приводило к интенсивному замещению биотита метаморфических и жильных магматических пород силлиманитом (фибролитом) и в меньшей мере мусковитом. Установлено, что наиболее высокотемпературные ортопироксен-кордиерит-биотит-ортоклаз-плагиоклаз-кварцевые минеральные ассоциации, отвечающие температуре 830–840°C, формировались в колпаковской серии не в результате регионального метаморфизма ее исходных пород, а образовывались позднее в контактовых ореолах габбро-гранитоидных интрузивов лавкинского интрузивного комплекса олигоцен-миоценового возраста за счет гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов амфиболитовой фации и поэтому не могут служить доказательством раннего гранулитового этапа метаморфизма ее отложений.

Общепризнано, что глубокометаморфизованные породы гранулитовой фации – типичные образования докембрийских платформенных областей, щитов и срединных массивов и слагают мощные толщи, физико-химические условия метаморфизма которых выдержанны на больших площадях. Предполагалось, что в молодых складчатых сооружениях породы гранулитовой фации представляют собой продукты полиметаморфизма более древних докембрийских образований. Однако исследования последних десятилетий показали, что парагенезисы гранулитовой фации встречаются и в более молодых (в том числе и в мезозойских) комплексах островных дуг и орогенных поясов.

Типичным примером раннемеловых гранулитовых ортогнейсов в островодужных образованиях является комплекс пород Западного Фьюорленда Южного острова Новой Зеландии (Bradshaw, 1988; Clarke et al., 2000; Mattison et al., 1986), обнажающихся на площади 170 × 20 км. U-Pb и Pb-Pb изотопные данные по циркону и U-Pb и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr по апатиту свидетельствуют о том, что двупироксеновые ортогнейсы Западного Фьюорленда, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации ($T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $P_s \sim 12$ кбар), образо-

вались примерно 116 млн. лет назад за счет габброноритов Дарранского магматического комплекса Восточного Фьюорленда, внедрившихся 137 ± 1 млн. лет назад в надсубдукционной обстановке островной дуги (Mattinson et al., 1986).

Другим примером молодых (66–97 млн. лет по данным U-Pb изотопии циркона) метаморфических ассоциаций гранулитовой фации ($T = 750\text{--}850^\circ\text{C}$, $P_s = 5\text{--}8$ кбар) могут служить выходы этих пород вблизи железнодорожной станции Куинитса (Kwinitsa) в Британской Колумбии Канады (Hollister, 1975). Здесь гранулитовые парагенезисы сформировались за счет базальтов, известковистых и высокоглиноземистых осадочных пород, сохранившихся в провесах кровли над комплексом магматических пород Береговых батолитов Северной Америки.

Метаморфические породы Камчатки, слагающие огромный (250 × 40 км) Срединно-Камчатский кристаллический массив, испытали метаморфические преобразования в широком диапазоне температур и давления. Ряд исследователей полагает, что колпаковская серия, залегающая в основании метаморфического разреза массива, сложена неоднократно метаморфизованными до-

кембрийскими породами, первичный метаморфизм которых достигал уровня гранулитовой фации (Марков, 1975; Марченко, 1975; Смирнов, 1983; Ханчук, 1985; Шульдинер и др., 1987). Свидетельством этому служили единичные находки в колпаковской серии гранат-ортопироксен-кордиерит-биотит-плагиоклаз-кварцевых ассоциаций (Ханчук, 1985; Шульдинер и др., 1987).

Цель данной работы – показать, что метаморфизм колпаковской серии отвечает термодинамическим условиям амфиболитовой фации, а более высокотемпературные *Opx-Crd-Bt-Or-Pl-Qtz*¹ парагенезисы, в которых иногда сохраняется гранат в виде редких бронированных реликтов в плагиоклазе, образовались не в результате регионального метаморфизма исходных пород колпаковской серии, а формировались позднее за счет ее гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов и мигматитов амфиболитовой фации во внутренних частях контактовых ореолов массивов лавкинского интрузивного комплекса олигоцен-миоценового возраста (Карта..., 1999).

Большинство исследователей Камчатки полагают, что современная ее структура сформировалась за счет аккреционных процессов конца мезозоя–начала кайнозоя в пределах северо-восточной окраины Евразии (Богданов, 2002; Зоненшайн и др., 1990; Константиновская, 1999, 2002; Меланхолина, 1988; Парфенов и др., 1993, 1999; Рихтер, 1995; Соколов, 1992; Соловьев, 2005; Соловьев и др., 2002; Ставский, 1988; Шапиро, 1995; Konstantinovskaia, 2001; Watson, Fujita, 1985). Согласно этой концепции, определяющее значение в кайнозойской истории региона имела коллизия меловой Озерновско-Валагинской (Кирмасов и др., 2004; Konstantinovskaia, 2001) или Ачайваям-Валагинской (Зинкевич, Цуканов, 1992; Шапиро, 1995; Чехович, Сухов, 2006) энсиматической островной дуги с Азиатским континентом (Konstantinovskaia, 2004; Соловьев, 2005; Soloviev et al., 2002). Предполагается, что северный сегмент этой дуги по Лесновскому надвигу был обдуцирован на отложения континентальной окраины Азии в среднем эоцене (Соловьев и др., 1998, 2002; Шапиро и др., 2001; Чехович, Сухов, 2006), а южный сегмент дуги (Валагинский) и мел-палеогеновые комплексы шельфа и окраинного моря, отделявшие дугу от Азиатской окраины, по Андриановскому шву в раннем эоцене бы-

ли надвинуты на вулканогенно-осадочные образования Срединного хребта Камчатки (Зинкевич и др., 1994; Кирмасов и др., 2004; Константиновская, 2002, 2003; Соловьев, 2005; Soloviev et al., 2002), обусловив интенсивный метаморфизм в подошве аллохтона.

Альтернативная точка зрения на геологические события позднего мезозоя–кайнозоя Камчатки высказана А.Е. Шанцером и А.И. Челебаевой (2004), обосновывающими рифтовую модель тектонического развития этого региона, согласно которой определяющим фактором является рифтинг на континентальной или субконтинентальной коре. По их мнению, именно процессы рифтогенеза ответственны за формирование складчатого-надвиговой структуры Камчатки, определяя этот период геологического развития как предостроводужный этап (Шанцер, Челебаева, 2004).

Геотектоническая природа метаморфических образований Срединного хребта различными авторами также трактуется по-разному. Одни исследователи рассматривают метаморфические комплексы хребта как продукт позднемелового метаморфизма и гранитизации мезозойских осадочно-вулканогенных образований (Лебедев, 1967; Лебедев, Бондаренко, 1962; Gnibidenko et al., 1974; Lebedev et al., 1967) или как результат эоценового метаморфизма, обусловленного коллизией энсиматической островной дуги с северо-восточной окраиной Азиатского континента (Кирмасов и др., 2004; Соловьев, 2005; Hourigan et al., 2001, 2003). Другие геологи склонны считать их выступом Охотоморского микроконтинента (Объяснительная..., 2000; Зоненшайн и др., 1990; Константиновская, 2003; Ханчук, 1985; Шульдинер и др., 1987; Parfenov, Natal'in, 1986) или Западно-Камчатской микроплиты (Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002) с протерозойским возрастом фундамента.

Наконец, согласно представлениям (Некрасов, 2000, 2003), Срединно-Камчатский и Ганальский кристаллические массивы представляют собой зональные метаморфические ядра, в которых на современную поверхность выведены метаморфизованные образования допозднемеловой зоны коллизии Охотоморского и Укэлаят-Срединнокамчатского континентальных массивов, сформировавшихся в низких широтах на раннесреднепалеозойском этапе развития Тихоокеанского подвижного пояса протяженный континентальный массив совместно с континентальными блоками Центральной Азии и массивами Северо-Американского континента. Предполагается, что на рубеже мезозоя и кайнозоя в связи с формированием современной океанической литосферы Тихого океана эти континентальные блоки вместе с аккрецированными к ним островодужными террейнами испытали дрейф на север и были причлене-

¹ В статье приняты следующие символы: *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Crd* – кордиерит, *En* – энстатит, *Fs* – ферросилит, *Grt* – гранат (с – центр, г – край кристалла), *Ilm* – ильменит, *Ky* – кианит, *Ms* – мусковит, *Opx* – ортопироксен, *Or* – калинатровый полевой шпат, *Pl₂₈* – плагиоклаз и содержание в нем анортитовой молекулы $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$, *Qtz* – кварц, *Sil* – силлиманит (фибролит), *Spl* – шпинель, *St* – ставролит, *Wo* – волластонит. $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$.

ны к Азиатскому и Северо-Американскому континентам (Некрасов, 2000, 2003). Эти представления основаны на данных о зональности распределения кварц-полевошпатовых граувакковых песчаников в разрезах Корякско-Камчатского региона, происхождение которых традиционно связывается с размывом Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса, маркирующего в позднем мезозое окраину Азиатского континента. Однако, как считает Г.Е. Некрасов (2000, 2003), анализ зональности меловых Корякско-Камчатских структур противоречит этой точке зрения, свидетельствуя о том, что кварц-граувакковые отложения Центральной Камчатки, Корякского перешейка и бассейна р. Укэлят являются осадками шельфа и континентального склона пассивной континентальной структуры, отделившейся в меловое время от Азиатского континента Палано-Янранайским океаническим бассейном.

Возраст, происхождение и фациальные условия метаморфизма исходных отложений Срединного хребта Камчатки являются предметом острых дискуссий в течение уже более 40 лет. Наибольшие споры вызывают вопросы о возрасте протолита и времени метаморфизма исходных пород колпаковской серии (Богданов, Чехович, 2002; Бондаренко и др., 1993; Виноградов, Григорьев, 1994; Виноградов и др., 1991; Геология СССР, 1964; Кирмасов и др., 2004; Кузьмин, Беляцкий, 1999; Кузьмин и др., 2003; Кузьмин, Чухонин, 1980; Лебедев, 1967; Лебедев, Бондаренко, 1962; Некрасов, 2003; Соловьев, 2005; Тарарин, 1981, 1988; Ханчук, 1985; Шапиро и др., 1987; Шульдинер и др., 1987; Bindeman et al., 2002; Gni-bidenko et al., 1974; Hourigan et al., 2001, 2003; Lebedev et al., 1967). Отсутствие в метаморфических породах Срединно-Камчатского массива органических остатков с установленным возрастом заставляло исследователей искать аналогии с подобными образованиями Северо-Востока Азии, Японии и Северной Америки, что приводило к весьма различным выводам о возрасте метаморфических пород массива – от архея до позднего мела (Геология СССР, 1964; Лебедев, 1967 и др.).

Ранние единичные U-Pb изотопные определения по циркону (методом термоионизации свинца) из мигматизированных гранат-биотитовых плагиогнейсов центральной части массива отвечают рифейскому возрасту (1300 млн. лет) метаморфических преобразований протолита колпаковской серии (Кузьмин, Чухонин, 1980), хотя K-Ag датировки биотита и плагиоклаза из этих же пород соответствуют позднемеловому-кайнозойскому времени, что совпадает с результатами K-Ag определений других исследователей.

Согласно Rb-Sr изотопным исследованиям (Виноградов, Григорьев, 1994), охватившим ши-

рокий спектр метаморфических и гранитоидных пород Срединного хребта, в изотопном составе стронция не обнаруживаются признаки существования пород древней сиалической коры, а становление ранней континентальной коры на Камчатке обусловлено метаморфизмом вулканогенно-осадочных пород островодужного типа в ранне-меловое (неокомское) время. В конце мела-начале палеогена эти породы подверглись частичной переработке с образованием гранитогнейсовых куполов и гранитоидных массивов (Виноградов, Григорьев, 1994).

Первые и пока единичные Sm-Nd определения плагиоклаз-роговообманковых кристаллических сланцев, образующих прослой среди плагиогнейсов колпаковской серии, отвечают возрасту 951 ± 43 млн. лет (Кузьмин, Беляцкий, 1999), что позволило этим исследователям предполагать поздне-протерозойский возраст протолита колпаковской серии.

Детальные U-Pb SHRIMP исследования метаморфических пород колпаковской серии (Bindeman et al., 2002) показали, что ядра примерно 30% общей популяции проанализированных кристаллов циркона характеризуются архейским и протерозойским (2800–2500 млн. лет) возрастными и образовались за счет размыва древних осадочных пород, накапливаясь в осадках вблизи или на окраине докембрийского кратона на востоке Азиатского континента – источника сноса осадочного материала. По мнению этих исследователей, первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (0.703–0.706) в метаморфических породах Срединно-Камчатского массива, отсутствие в них высоко-Sr полевых шпатов свидетельствуют о молодом возрасте регионального метаморфизма и мигматизации (около 77 млн. лет, Bindeman et al., 2002) поздне-мезозойского протолита колпаковской серии.

Наконец, самые последние детальные радиоизотопные исследования (датирование циркона и монацита U-Pb SHRIMP методом) показали, что возраст протолита колпаковской серии Срединно-Камчатского массива не древнее раннего мела, а возраст его метаморфических преобразований датируется ранним эоценом – 52 ± 2 млн. лет (Кирмасов и др., 2004; Константиновская, 2002; Соловьев, 2005; Соловьев и др., 2004).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД КОЛПАКОВСКОЙ СЕРИИ

Метаморфические породы колпаковской серии широко распространены в Срединно-Камчатском массиве, слагая основание его метаморфического разреза. По литологическому составу и положению в разрезе колпаковская серия разделена на две толщи: нижнюю и верхнюю. Исходными образованиями нижней толщи являются

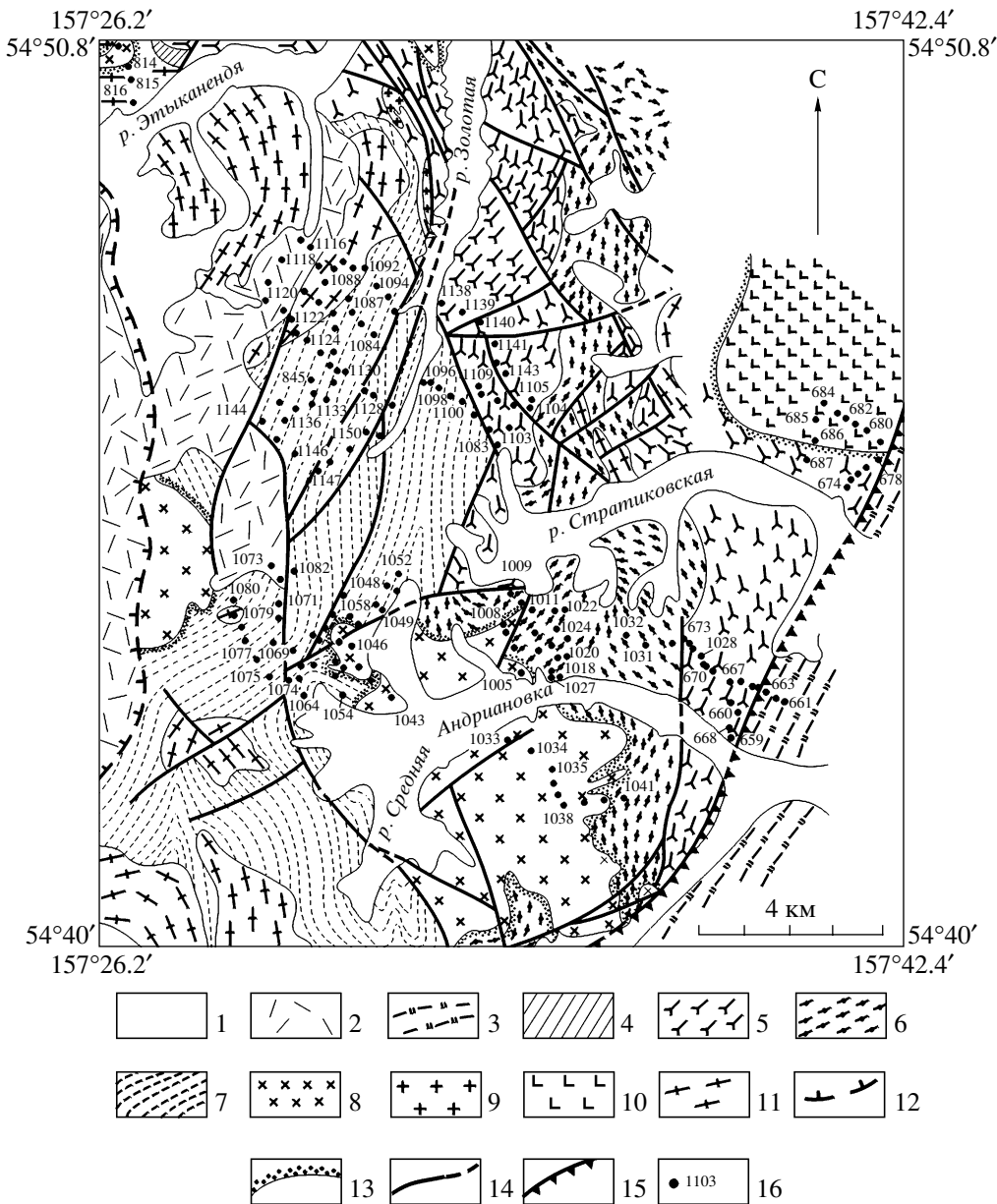


Рис. 1. Схематическая геологическая карта истоков рек Золотая и Средняя Андриановка.

1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – пемзы и туфы раннечетвертичного вулкана Хангар; 3 – ирунейская свита – метабазалты, метаандезиты, реже метадациты и их туфы, кремнистые сланцы, граувакки, алевролиты и аргиллиты; 4 – шихтинская свита – гранат-ставролит-биотитовые кристаллические сланцы; 5 – андриановская свита – амфиболиты, эпидотовые амфиболиты, амфиболовые и амфибол-плагноклазовые сланцы, гранат-амфиболовые плагногнейсы, гранат-биотит-амфиболовые кварциты и гранатовые амфиболиты; 6, 7 – колпаковская серия: верхняя толща – биотитовые, силлиманит-биотитовые и гранат-биотитовые плагногнейсы (6), нижняя толща – кианит-гранат-биотитовые и кианит-гранат-двуслюдяные (±ставролит) плагногнейсы и мигматиты (7); 8 – лавкинский интрузивный комплекс – биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и клинопироксен-амфиболовые габбро-сиениты и монцодиориты, габбро и габбро-нориты (олигоцен–миоцен); 9 – синметаморфические биотитовые и гранат-биотитовые граниты и пегматиты; 10 – дуниты, верлиты и пироксениты; 11 – крутогоровский интрузивный комплекс – гнейсирированные биотитовые и гранат-биотитовые гранодиориты и тоналиты; 12 – граница кальдеры вулкана Хангар; 13 – контактовые роговики; 14 – тектонические нарушения; 15 – Лесновско-Андриановский надвиг (Кирмасов и др., 2004); 16 – точки наблюдения.

высокоглиноземистые осадочные породы – глинистые сланцы и алевролиты, а верхней – песчаники, переслаивающиеся с маломощными прослоями глинистых сланцев и алевролитов.

К нижней толще относятся метаморфические породы, развитые в бассейнах рек Квахона, Хейван, Золотая, Правая Коль, Средняя Воровская, Средняя Андриановка и Левый Дукук. Толща

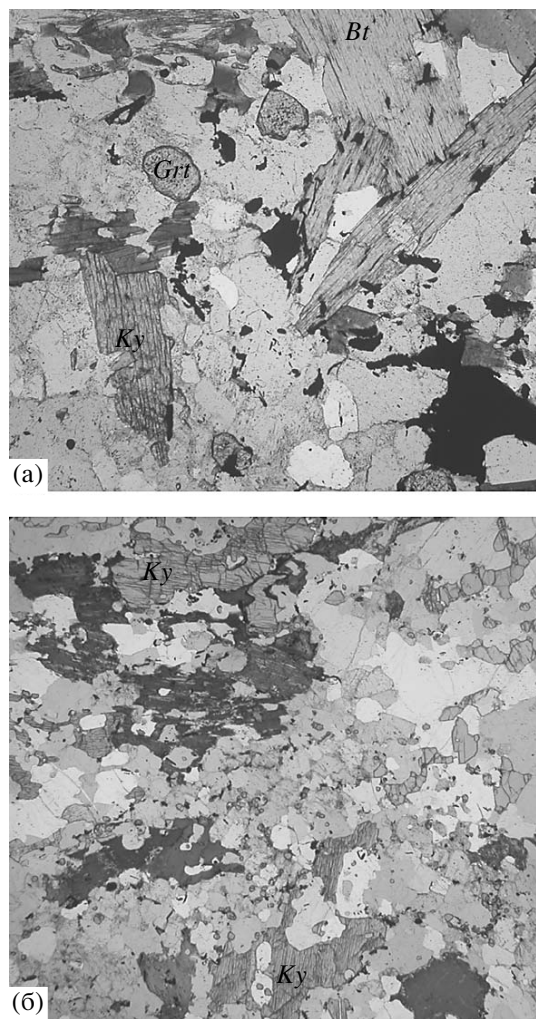


Рис. 2. Кианит-гранат-биотитовый мигматизированный плагиогнейс.

Обр. 946/6 (а), 954 (б), среднее течение р. Квахона. Увел. $\times 15$. Без анализатора.

сложена грубо- и тонкополосчатыми гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми (иногда со ставролитом) плагиогнейсами и их мигматизированными разностями, среди которых преобладают высокоглиноземистые кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы. В виде прослоев, пластовых тел и будин встречаются “песчанистые” биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы и богатые кальцием породы: амфиболиты и гранатовые амфиболиты, клинопироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы, известково-силикатные гранат-салит-плаггиоклазовые породы, а также оливин-ортопироксен-амфиболовые и оливин-амфиболовые ультраосновные образования. Мощность тел амфиболитов может достигать 30–100 м, а их протяженность – нескольких километров. Большинство тела амфиболитов будинированы и имеют крупноглыбовое строение. Представительный разрез

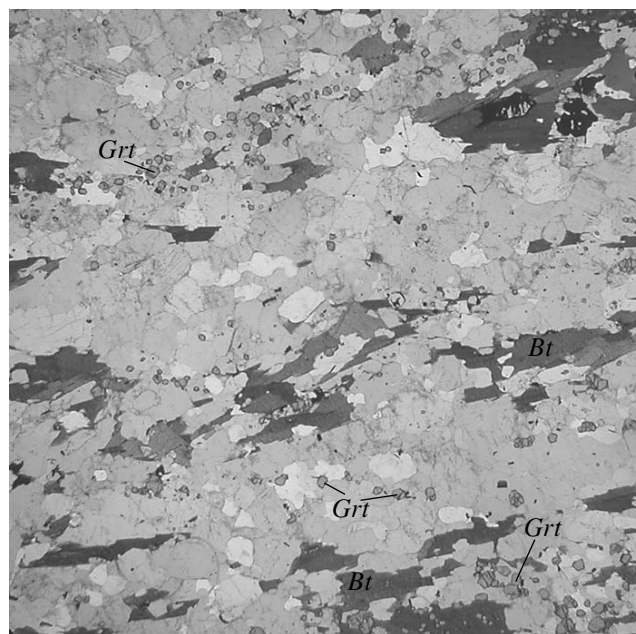


Рис. 3. Гранат-биотитовый мигматизированный плагиогнейс.

Обр. 943, среднее течение р. Квахона. Увел. $\times 15$. Без анализатора.

отложений нижней толщи колпаковской серии обнажается на правобережье истоков р. Золотая (т.н. 1096–1101, рис. 1). Мощность нижней толщи оценивается в 2000 м.

Отложения верхней толщи колпаковской серии пользуются широким распространением в северной и центральной частях Срединно-Камчатского массива, протягиваясь полосой шириной 3–5 км из бассейна р. Квахона и Средняя Андриановка через верховья р. Стратиковская в бассейн верхнего течения р. Золотая. Верхняя толща сложена однообразными биотитовыми, гранат-биотитовыми и силлиманит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами и мигматитами, среди которых изредка отмечаются маломощные прослои высокоглиноземистых кианитсодержащих плагиогнейсов и амфиболитов. Общая мощность отложений верхней толщи составляет около 900 м.

ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И *P-T* УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Высокоглиноземистые кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы и их слабо мигматизированные разности – серые и темно-серые породы с порфиробластами голубого кианита размером от 1–2 до 5–10 мм (рис. 2). В составе пород основную роль играют кианит (1–20 об. %), гранат (3–10 об. %), ставролит (0–10 об. %), биотит (5–15 об. %), плаггиоклаз (40–50 об. %) и кварц (15–25 об. %). В мигматизированных плагиогнейсах в небольших количествах появляется калиевый полевой

Таблица 1. Состав минералов (мас. %), температура гранат-биотитового равновесия¹⁾ и давление бедных кальцием метаморфических пород колпаковской серии

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg}	T, °C	P, 10 ⁸ Па	Парагенезис
218	<i>Grt_c</i>	36.71	0.00	21.65	34.94	3.35	2.07	1.59	0.00	0.00	100.34	0.088	586	6.3 ²⁾	<i>Ky-Grt-St-Bt-Ms-Pl₂₁-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.05	0.00	21.93	35.60	1.04	2.56	2.61	0.00	0.00	100.79	0.111			
	<i>Bt</i>	35.80	1.59	20.89	22.35	0.04	8.31	0.00	0.37	8.55	97.90	0.398			
	<i>Pl</i>	63.06	0.00	23.25	0.15	0.00	0.00	0.00	4.48	9.05	100.14	0.213 ⁴⁾			
220	<i>Grt_c</i>	37.02	0.00	21.20	30.02	6.94	2.54	2.30	0.00	0.00	100.02	0.109	622	6.9 ²⁾	<i>Ky-Grt-Bt-Pl₃₂-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.10	0.00	21.34	32.39	0.24	5.08	3.62	0.00	0.00	99.77	0.217			
	<i>Bt</i>	36.94	1.37	18.23	16.81	0.04	11.48	0.00	0.28	8.25	93.40	0.548			
	<i>Pl</i>	61.15	0.00	24.20	0.15	0.00	0.00	5.63	8.89	0.06	100.08	0.256 ⁴⁾			
412-И	<i>Grt_c</i>	36.90	0.00	20.93	33.12	4.10	3.17	1.42	0.00	0.00	99.64	0.131	601	5.9 ²⁾	<i>Ky-Grt-Bt-Pl₂₈-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.22	0.00	21.18	34.47	1.08	2.88	2.74	0.00	0.00	99.57	0.126			
	<i>Bt</i>	34.18	1.93	19.35	20.50	0.06	8.22	0.00	0.12	9.04	93.41	0.416			
	<i>Pl</i>	61.46	0.00	24.42	0.17	0.00	0.00	5.88	8.30	0.10	100.33	0.280 ⁴⁾			
1124	<i>Grt_c</i>	37.04	0.00	21.01	37.69	1.33	2.42	1.70	0.00	0.00	101.19	0.099	566	4.6 ²⁾	<i>(Ky → And)-Grt-St-Bt-Ms-Pl₃₂-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.37	0.00	21.31	36.77	1.50	2.18	2.24	0.00	0.00	100.97	0.093			
	<i>Bt</i>	34.02	2.25	19.70	21.33	0.04	7.21	0.00	0.26	9.09	93.90	0.376			
	<i>Pl</i>	62.09	0.00	23.93	0.10	0.00	0.00	5.23	8.55	0.18	100.08	0.250 ⁴⁾			
1131	<i>Grt_c</i>	36.92	0.00	21.38	35.24	2.31	2.98	1.79	0.00	0.00	100.62	0.124	593	3.7 ²⁾	<i>(Ky → And)-Grt-Bt-Pl₂₅-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.03	0.00	21.71	35.35	2.94	2.49	1.60	0.00	0.00	101.02	0.104			
	<i>Bt</i>	34.12	2.24	20.05	21.05	0.13	7.46	0.00	0.32	8.68	94.05	0.386			
	<i>Pl</i>	62.02	0.00	24.04	0.09	0.00	0.00	5.39	8.49	0.24	100.27	0.248 ⁴⁾			
1149	<i>Grt_c</i>	37.08	0.00	21.12	34.88	2.33	3.55	1.71	0.00	0.00	100.13	0.145	619	4.5 ²⁾	<i>(Ky → And)-Grt-Bt-Pl₂₉-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.14	0.00	21.08	34.54	3.47	3.34	1.93	0.00	0.00	101.50	0.135			
	<i>Bt</i>	34.84	2.32	19.19	19.57	0.06	8.26	0.00	0.29	9.19	93.72	0.429			
	<i>Pl</i>	61.53	0.00	24.23	0.24	0.00	0.00	6.06	8.26	0.18	100.50	0.286 ⁴⁾			
309	<i>Grt_c</i>	36.21	0.11	21.60	34.24	4.14	1.39	2.99	0.00	0.00	100.69	0.061	543	5.4 ³⁾	<i>Grt-St-Bt-Ms-Pl₂₀-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	36.16	0.03	21.41	38.93	0.38	1.85	2.51	0.00	0.00	101.28	0.077			
	<i>Bt</i>	34.03	1.56	20.77	23.17	0.02	7.02	0.00	0.22	9.08	95.87	0.351			
	<i>Ms</i>	44.97	0.21	36.63	0.76	0.00	0.33	0.02	1.84	9.64	94.37	0.436			
1087	<i>Pl</i>	64.39	0.00	23.08	0.06	0.03	0.00	4.23	9.09	0.10	100.98	0.203 ⁴⁾			
	<i>Grt_c</i>	37.41	0.00	22.06	35.80	1.44	3.05	1.96	0.00	0.00	101.72	0.127	576	4.1 ³⁾	<i>Grt-Bt-Ms-Pl₂₀-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.95	0.00	21.07	34.92	4.16	2.06	1.41	0.00	0.00	101.57	0.086			
	<i>Bt</i>	34.93	2.47	20.90	20.98	0.09	6.76	0.00	0.25	8.46	94.84	0.364			
	<i>Ms</i>	43.37	0.36	36.20	0.86	0.00	0.40	0.00	0.77	10.46	92.42	0.455			
	<i>Pl</i>	63.42	0.00	23.05	0.06	0.00	0.00	4.24	9.09	0.22	100.08	0.203 ⁴⁾			

Таблица 1. Окончание

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg}	T, °C	P, 10 ⁸ Па	Парагенезис
1180/3	<i>Grt_c</i>	37.02	0.00	22.15	36.97	2.06	2.46	1.03	0.00	0.00	101.69	0.097	577	4.4 ³⁾	<i>Grt-St-Bt-Ms-Pl₁₆-Qtz</i>
	<i>Grt_t</i>	37.30	0.00	21.77	35.19	3.41	2.04	1.34	0.00	0.00	101.05	0.086			
	<i>Bt</i>	34.31	2.15	20.98	21.39	0.03	6.74	0.06	0.06	8.69	94.35	0.359			
	<i>Ms</i>	45.64	0.88	36.28	0.83	0.01	0.46	0.58	0.00	8.99	93.67	0.496			
5524/1	<i>Pl</i>	63.78	0.00	22.83	0.49	0.00	0.00	3.43	9.95	0.08	100.56	0.159 ⁴⁾	658	4.3 ²⁾	<i>Sil-Grt-Bt-Pl₁₃₁-Qtz</i>
	<i>Grt_c</i>	37.52	0.00	21.25	34.89	0.99	4.15	2.15	0.00	0.00	100.95	0.171			
	<i>Grt_t</i>	37.90	0.00	21.10	34.75	1.76	3.51	1.83	0.00	0.00	100.85	0.146			
	<i>Bt</i>	34.66	3.93	18.79	20.72	0.00	7.71	0.00	0.29	9.20	95.60	0.399			
893	<i>Pl</i>	59.66	0.00	25.52	0.22	0.00	0.00	6.55	8.14	0.09	100.18	0.306 ⁴⁾	607	3.6 ²⁾	<i>Sil-Grt-Bt-Pl₁₂₂-Qtz</i>
	<i>Grt_c</i>	37.18	0.01	21.51	31.58	7.93	2.75	1.23	0.00	0.00	101.89	0.110			
	<i>Grt_t</i>	37.14	0.01	21.17	30.93	8.77	2.30	1.24	0.00	0.00	101.26	0.093			
	<i>Bt</i>	33.58	2.48	21.15	21.39	0.37	7.45	0.00	0.26	9.72	96.40	0.379			
466	<i>Pl</i>	62.08	0.00	23.79	0.04	0.00	0.00	4.85	9.14	0.25	100.15	0.224 ⁴⁾	619	2.4 ²⁾	<i>Sil-Grt-Bt-Pl₁₂₇-Qtz</i>
	<i>Grt_c</i>	37.28	0.01	21.03	34.62	1.93	4.09	0.92	0.00	0.00	99.88	0.166			
	<i>Grt_t</i>	37.33	0.01	21.06	34.73	4.88	1.96	0.95	0.00	0.00	100.92	0.081			
	<i>Bt</i>	33.89	3.71	19.52	22.70	0.18	5.71	0.00	0.18	9.64	95.33	0.308			
447-A	<i>Pl</i>	61.46	0.00	25.24	0.03	0.00	0.00	5.76	8.40	0.45	101.35	0.269 ⁴⁾	633	2.8 ²⁾	<i>Sil-Grt-Bt-Pl₁₂₁-Or-Qtz</i>
	<i>Grt_c(1)</i>	37.58	0.00	21.02	34.49	3.90	3.51	1.30	0.00	0.00	101.80	0.140			
	<i>Grt_t(1)</i>	37.35	0.00	21.44	33.92	5.21	2.30	1.27	0.00	0.00	101.49	0.095			
	<i>Grt_c(2)</i>	37.29	0.00	21.07	33.85	4.05	3.41	1.23	0.00	0.00	100.90	0.138			
451	<i>Grt_t(2)</i>	37.18	0.00	21.11	34.08	5.19	2.67	1.36	0.00	0.00	101.59	0.108	627	2.8 ²⁾	<i>Sil-Grt-Bt-Pl₁₂₇-Qtz</i>
	<i>Bt</i>	34.17	2.95	20.18	22.04	0.10	7.28	0.15	0.50	9.53	96.90	0.369			
	<i>Pl</i>	63.00	0.00	23.41	0.22	0.00	0.00	4.45	9.03	0.23	100.34	0.211 ⁴⁾			
	<i>Grt_c</i>	38.03	0.00	22.41	32.99	1.88	4.95	1.11	0.00	0.00	101.37	0.202			
490	<i>Grt_t</i>	37.72	0.00	22.34	32.93	2.69	4.31	0.91	0.00	0.00	100.80	0.178	642	1.9 ²⁾	<i>Sil-Grt-Bt-Pl₁₂₇-Qtz</i>
	<i>Bt</i>	34.22	2.50	19.92	18.63	0.01	8.93	0.02	0.05	8.77	93.05	0.461			
	<i>Pl</i>	60.43	0.00	25.04	0.36	0.00	0.00	5.60	8.22	0.16	99.81	0.271 ⁴⁾			
	<i>Grt_c</i>	37.58	0.00	21.62	31.25	6.54	2.28	0.96	0.00	0.00	100.23	0.097			
473	<i>Grt_t</i>	37.18	0.00	21.60	30.58	6.86	2.08	1.04	0.00	0.00	99.34	0.099	665	-	<i>Grt-Bt-Pl₁₃₉-Qtz</i>
	<i>Bt</i>	34.99	4.56	19.36	20.90	0.17	6.06	0.00	0.06	10.34	96.44	0.339			
	<i>Pl</i>	61.49	0.00	24.64	0.28	0.00	0.00	5.76	8.29	0.32	100.78	0.272 ⁴⁾			
	<i>Grt_c</i>	37.45	0.00	21.80	30.43	1.10	5.26	3.33	0.00	0.00	99.48	0.229			
473	<i>Grt_t</i>	37.61	0.00	21.19	33.14	1.35	4.90	1.56	0.00	0.00	99.76	0.202	665	-	<i>Grt-Bt-Pl₁₃₉-Qtz</i>
	<i>Pl</i>	36.29	3.29	17.56	18.94	0.08	10.05	0.00	0.41	8.55	95.17	0.485			
473	<i>Pl</i>	58.09	0.00	26.61	0.41	0.00	0.00	8.24	6.97	0.22	100.54	0.390 ⁴⁾	665	-	<i>Grt-Bt-Pl₁₃₉-Qtz</i>

Примечание. *Grt_c(1)*, *Grt_t(1)*, *Grt_c(2)*, *Grt_t(2)* – центр (с) и край (г) крупных (1) и мелких (2) кристаллов граната; *Ky* → *And* – замещение кyanита андалузитом. Места отбора образцов: обр. 218, 220 – истоки первого левого притока р. Средняя Воронская; обр. 412-И – истоки р. Левая Коля; обр. 1087, 1124, 1131, 1149 – верховья р. Золотая; обр. 309 – истоки р. Левый Дукук; обр. 893 – правобережье среднего течения р. Квахона; обр. 1180/3 – левобережье верхнего течения р. Правый Кхчик; обр. 5524/1 – левобережье р. Левая Воронская; обр. 447-A, 451, 466, 473, 490 – р. Левая (правый приток р. Правая Воронская). Анализы выполнены на микроанализаторах IХА-5А и Sameбах И.А. Тарариным и В.М. Чубаровым в ДВГИ ДВО РАН и Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

1) Температура гранат-биотитового равновесия по (Биотит-гранат-кордиритовые..., 1983).
 2, 3) Давление: 2) по *Grt-Pl-Al₂SiO₅* и 3) по *Grt-Pl-Bt-Ms* геобарометрам (Авченко, 1990).
 4) Содержание анортитового компонента $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$.

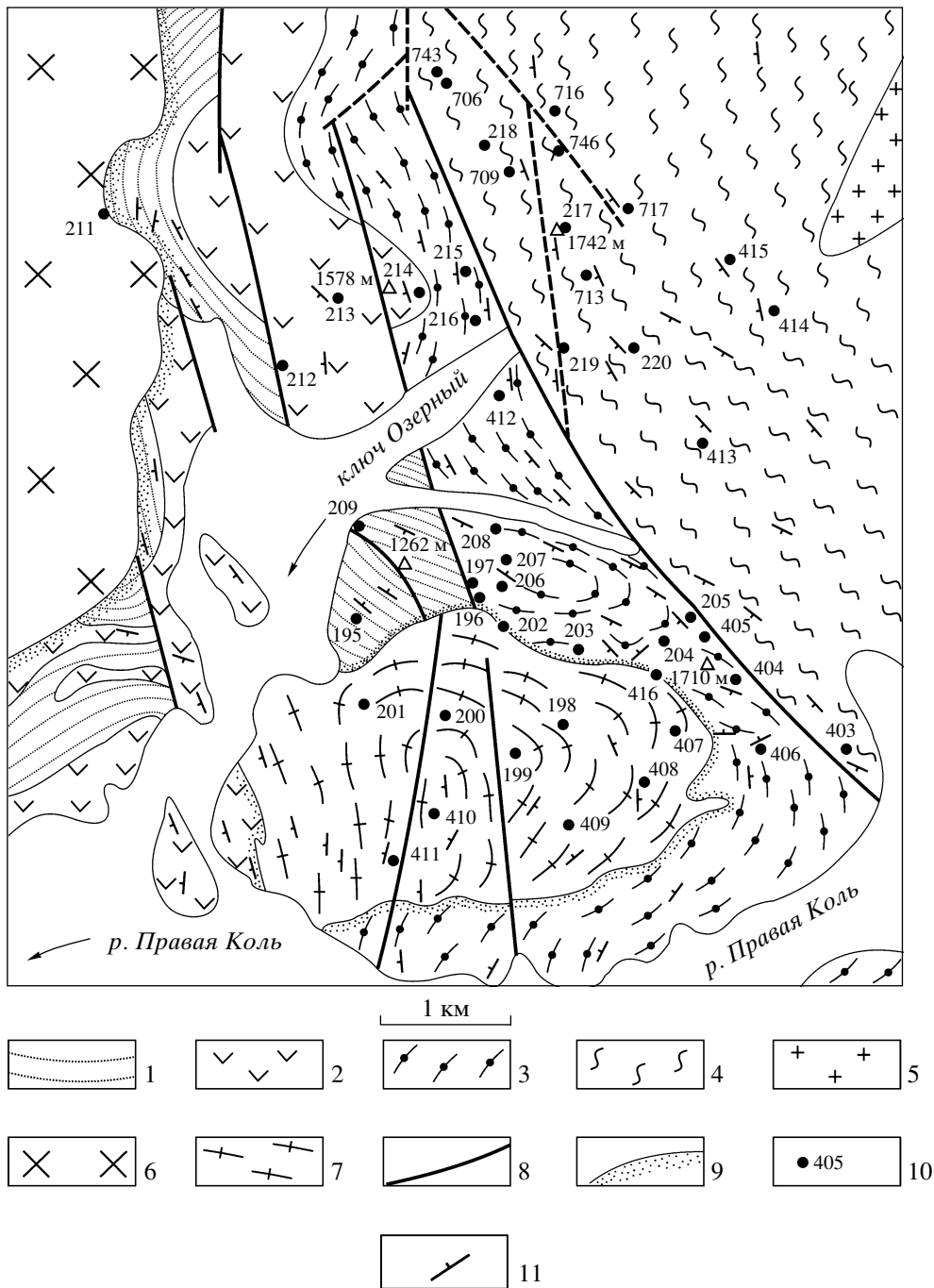


Рис. 4. Схематическая геологическая карта истоков р. Правая Коль, названия рек приведены согласно (Карта..., 1999). 1 – хозгонская свита – аспидные сланцы, филлиты, метапесчаники; 2 – квахонская свита – метапикриты, метапикритобазальты, metabазальты; 3 – хейванская свита – биотитовые, биотит-мусковитовые, андалузит-гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы, филлиты, реже узловатые сланцы, аспидные сланцы и метапесчаники; 4 – колпаковская серия – кианит-гранат-биотитовые (±ставролит) плагиогнейсы, участками мигматизированные, амфиболиты и гранатовые амфиболиты, будины гранат-клинопироксен-плагиоклазовых известково-силикатных пород; 5 – синметаморфические биотит-мусковитовые, гранат-двуслюдяные граниты и пегматиты; 6 – гранодиориты, кварцевые диориты и диориты лавкинского интрузивного комплекса (олигоцен–миоцен); 7 – гнейсированные гранодиориты и тоналиты Кольского плутона; 8 – тектонические нарушения; 9 – контактовые роговики; 10 – точки наблюдения; 11 – элементы залегания слоистости, сланцеватости, гнейсовидности.

шпат. Акцессорные минералы: апатит, турмалин, циркон, рудный. Гранат-биотитовые мигматизированные плагиогнейсы (рис. 3) состоят из мелких округлых кристаллов граната, биотита, плагиоклаза и кварца, к которым в небольшом количестве присоединяется силлиманит (фибролит), замещающий биотит при кислотном выщелачивании.

Состав минералов плагиогнейсов и мигматитов нижней толщи колпаковской серии приведен в табл. 1. Гранаты (обр. 218, 220, 412-И, табл. 1) немигматизированных и слабо мигматизированных плагиогнейсов истоков рек Правая Коль и Средняя Воровская в центральной части Срединно-Камчатского массива (рис. 4) характеризуются оптической зональностью (рис. 5) и сравнительно высокой железистостью (Авченко и др., 1978; Тарарин, 1981; Тарарин, Авченко, 1983; Тарарин, Чубаров, 1979), а состав плагиоклаза варьирует в пределах Pl_{21-28} , отвечая в среднем Pl_{25} . Оптический характер зональности гранатов слабо мигматизированных кианит-гранат-ставролит-биотитовых плагиогнейсов позволил предполагать их образование при полиметаморфических процессах, причем наложенный региональный метаморфизм происходил в условиях значительно большей глубинности (давления), чем ранний контактовый метаморфизм (Тарарин, Авченко, 1983; Тарарин, Чубаров, 1979).

Как видно из табл. 1, физико-химические параметры регионального метаморфизма отложений колпаковской серии отвечают условиям кианитовой минеральной субфации амфиболитовой фации: температуре 560–660°C и давлению 5.9–6.9 кбар, что обуславливает широкое развитие кианита в исходных высокоглиноземистых породах серии (Тарарин, 1981, 1988).

ПРОЦЕССЫ ГРАНИТИЗАЦИИ И МИГМАТИЗАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Последующая гранитизация и мигматизация плагиогнейсов с формированием гнейсово-купольных структур были очень широко развиты в Срединно-Камчатском массиве и происходили на фоне значительного снижения давления (глубинности) метаморфизма, минералогическим свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом как в метаморфических породах, так и в жильных синметаморфических гранитах и пегматитах. Наиболее наглядно процессы замещения кианита андалузитом при процессах гранитизации плагиогнейсов проявлены в северной части массива в бассейнах рек Золотая и Средняя Андриановка (рис. 1), обуславливая снижение давления метаморфизма до 3.5–4.5 кбар (обр. 1087, 1131, 1149, табл. 1). Самые поздние синметаморфические жильные гра-

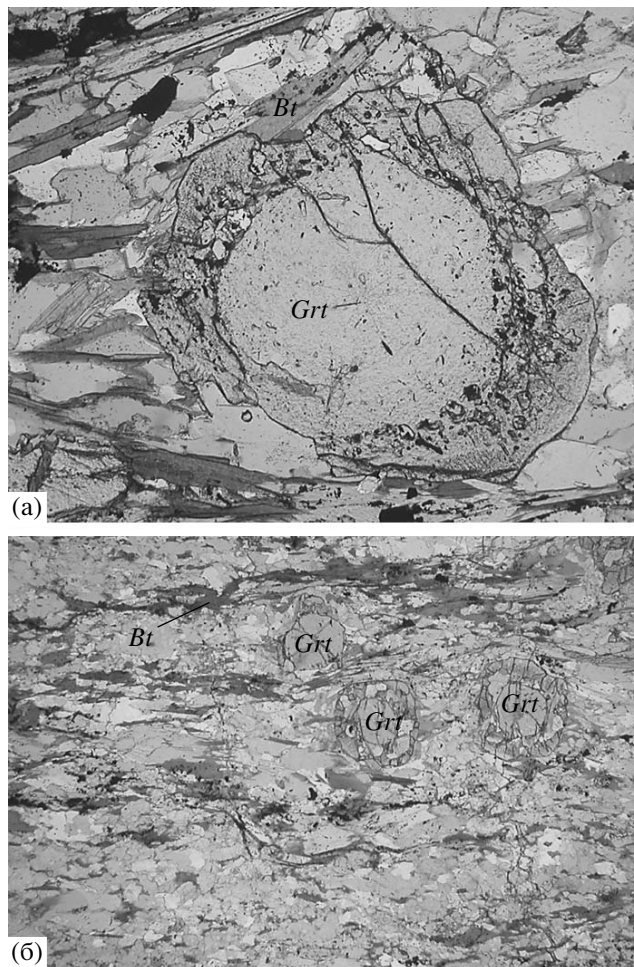


Рис. 5. Оптическая зональность граната слабомигматизированных кианит-гранат-ставролит-биотит-мусковитовых плагиогнейсов колпаковской серии. Обр. 219-Ж (а). Увел. $\times 65$. Без анализатора. Обр. 218 (б). Увел. $\times 15$. Без анализатора. Истоки р. Средняя Воровская.

нитоидные породы этого района содержат только андалузит нередко в ассоциации с кордиеритом (рис. 6, 7).

Среди мигматитов преимущественным развитием пользуются послойные мигматиты, состоящие из перемежающихся полосок плагиогнейсового субстрата и жильного гранитоидного материала. Более редки агматитовые и другие разновидности мигматизированных пород.

В пределах гнейсовых куполов широким распространением пользуются теньевые мигматиты или теньевые гранитоиды, имеющие постепенные переходы в мигматизированные плагиогнейсы и послойные мигматиты. Эти образования характерны для колпаковской серии среднего течения р. Левая (рис. 8) в центральной части массива, где мигматизированные высокоглиноземистые породы обнажаются в ядре и северном крыле гранито-

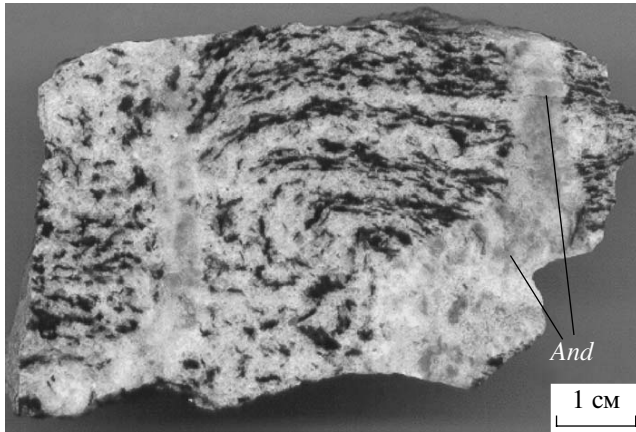


Рис. 6. Плойчатый мигматизированный гранат-биотитовый плагиогнейс с синметаморфическими андалузитсодержащими пегматоидными прожилками. Обр. 954/7, среднее течение р. Квахона.

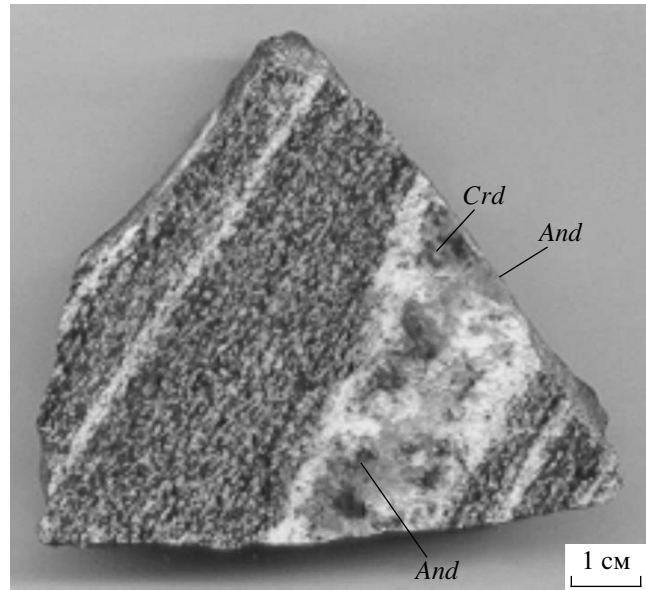


Рис. 7. Синметаморфическая андалузит-кордиеритовая гранитоидная жилка в мигматизированных гранат-биотитовых плагиогнейсах.

Обр. 1065/7, истоки р. Средняя Андриановка.

гнейсового купола, осевая зона которого проходит по водоразделу двух правых притоков р. Левая Воровская: р. Левая и Широкая Падь. Тела амфиболитов и клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев ориентированы согласно северо-западному простиранию гнейсовидности мигматизированных плагиогнейсов, обычно совпадающей со слоистостью. Однако нередко случаи, когда простирание тел сланцев не совпадает со слоистостью исходных апотерригенных образований, свидетельствуя об интрузивной (дайкивой и силловой) природе базитовых пород.

Мигматиты и тневые гранитоиды р. Левая – грубополосчатые породы с неравномерным распределением темноцветных минералов, которые сосредоточены в основном в меланосоме, имеющей гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый (\pm кианит, \pm ставролит) состав и образующей линзочки, обособления и ленты среди лейкократового материала лейкосомы биотит-кордиеритового и силлиманит-биотит-кордиеритового плагиогранитного и гранитного состава. Мощность гранитоидного материала лейкосомы варьирует от первых до нескольких десятков сантиметров. Нередко к центральным зонам лейкосомы приурочиваются линзы и обособления гранитных пегматитов.

В мигматитах и мигматизированных плагиогнейсах четко прослеживается замещение исходного гранат-биотитового (\pm кианит, \pm ставролит) парагенезиса плагиогнейсов биотит-кордиеритовой (\pm силлиманит, \pm калинатровый полевой шпат, \pm мусковит) ассоциацией. Гранат при этом корродируется и почти полностью замещается кордиеритом и биотитом, сохраняясь только в виде бронированных реликтов в плагиоклазе и реже кордиерите. Первичный биотит плагиогнейсов перекристаллизовывается и замещается корди-

еритом и силлиманитом (фибролитом). Высвобождающийся при этой реакции калий идет на формирование калиевого полевого шпата и мусковита. Значительно реже в мигматитах сохраняются бронированные реликты ставролита и кианита. Кордиерит в мигматитах и тневых гранитах образует таблитчатые и неправильной формы кристаллы (рис. 9), нередко наполненные мелкими включениями фибролита и зеленой шпинели.

Состав минералов представительных образцов мигматитов гранитогнейсового купола р. Левая приведен в табл. 1 (обр. 447-А, 451, 466, 473, 490). Как видно из табл. 1, температура гранат-биотитового равновесия мигматитов и мигматизированных плагиогнейсов этого региона составляет 620–650°C, а давление (глубинность) – 1.9–3.0 кбар, что в 2–3 раза ниже глубинности регионального метаморфизма исходных пород колпаковской серии.

Жильный материал в метаморфических породах колпаковской серии очень разнообразен. Наибольшим распространением пользуются послойные и секущие тела массивных и гнейсовидных биотитовых и гранат-биотитовых плагиогранитов и трондьемитов, массивных и гнейсированных биотитовых и амфибол-биотитовых тоналитов и гранодиоритов, массивных и реже разгнейсованных биотит-кордиеритовых (\pm гранат) плагиогранитов и гранитов, а также слюдистых и гранат-слюдистых (нередко с турмалином) пегматитов.

Послойные жилы биотитовых и гранат-биотитовых гранитов и плагиогранитов имеют небольшую мощность (преобладают жилы мощностью

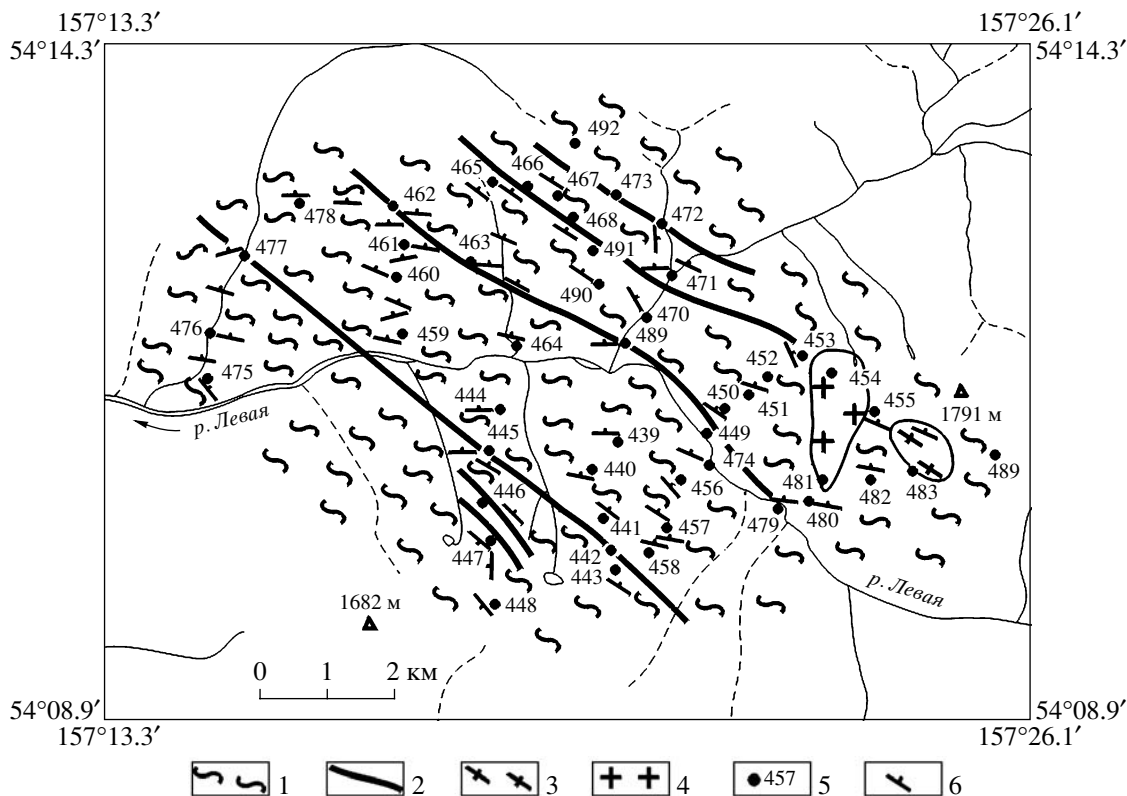


Рис. 8. Схематическая геологическая карта р. Левая, правого притока р. Левая Воронская, названия рек приведены согласно (Карта..., 1999).

1–4 – колпаковская серия: 1 – плагиогнейсы, мигматиты и теневые гранитоиды, 2 – тела амфиболитов и клинопироксен-амфиболовых основных кристаллических сланцев, 3 – тоналиты, 4 – синметаморфические кордиерит-биотит-мусковитовые лейкократовые граниты и пегматиты; 5 – точки наблюдения; 6 – элементы залегания гнейсовидности, полосчатости.

до 1 м). Секущие гранитоидные жилы обладают различной мощностью и представлены более лейкократовыми и в общем более поздними гранат-биотитовыми, гранат-двуслюдяными и биотит-кордиеритовыми гранитами и плагиогранитами, а также крупнозернистыми пегматитами. Кроме жил, линз и обособлений биотит-кордиеритовые (±гранат) граниты образуют довольно крупные (до 1 км и более в поперечнике) штокообразные тела и залежи (т.н. 454, 481, рис. 8). Эти породы характеризуются магматической гранитной структурой, тонкоплитчатой и плитчатой отдельностью в отличие от глыбовой и матрацевидной отдельности более ранних гранитоидных тел.

Гнейсированные биотитовые и амфибол-биотитовые тоналиты и гранодиориты, кроме полойных жил среди мигматитов, образуют крупные пластовые тела (рис. 4, 8). Эти породы имеют средне- и крупнозернистую структуру, нередко бластокатаклазированы и состоят из магнезиальной роговой обманки, содержащей иногда реликты моноклинного пироксена, биотита, андезина Pl_{35-37} и 10–15% кварца. В небольших количествах отмечается калинатовый полевой шпат, особен-

но в сильно катаклазированных и милонитизированных разностях.

Кислотное выщелачивание, сопровождавшее процессы гранитизации и мигматизации плагиогнейсов колпаковской серии, обуславливало интенсивное замещение биотита метаморфических и жильных гранитоидных пород силлиманитом

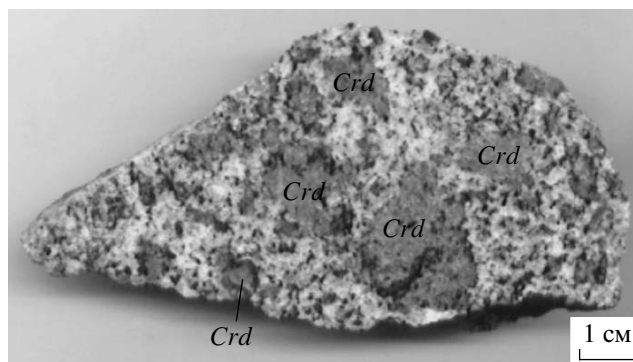
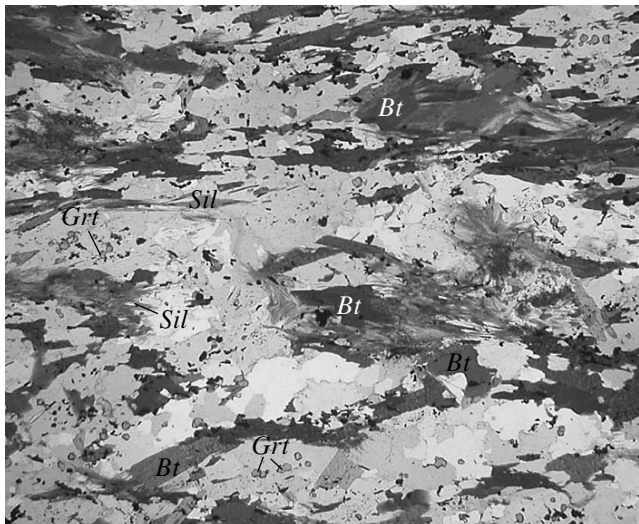


Рис. 9. Кордиерит-биотитовый теневой гранит с крупными выделениями кордиерита. Обр. 458-В, р. Левая.



(фибrolитом) и в меньшей степени мусковитом (рис. 10, обр. 946).

КОНТАКТОВЫЕ РОГОВИКИ ПИРОКСЕН-РОГОВИКОВОЙ ФАЦИИ

В некоторых участках Срединно-Камчатского массива в колпаковской серии обнаружены более высокотемпературные по сравнению с регионально-метаморфизованными плагиогнейсами и мигматитами образования, относящиеся к ортопироксен-кордиерит-биотит-ортоклазовой минеральной субфации пироксен-роговиковой фации. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что эти породы имеют контактово-реакционную природу и формировались во внутренних частях роговиковых ореолов массивов лавкинского интрузивного комплекса олигоцен-миоценового возраста (Карта..., 1999). В составе этого комплекса преобладают гранодиориты, сублечные диориты, кварцевые диориты при подчиненной роли габбро и габбро-норитов, приуроченных к крайевым зонам интрузивов. Реже габброиды полностью слагают небольшие слабо

Рис. 10. Замещение биотита гранат-биотитовых мигматизированных плагиогнейсов фибролитом. Обр. 946, среднее течение р. Квахона. Увел. $\times 15$. Без анализатора.

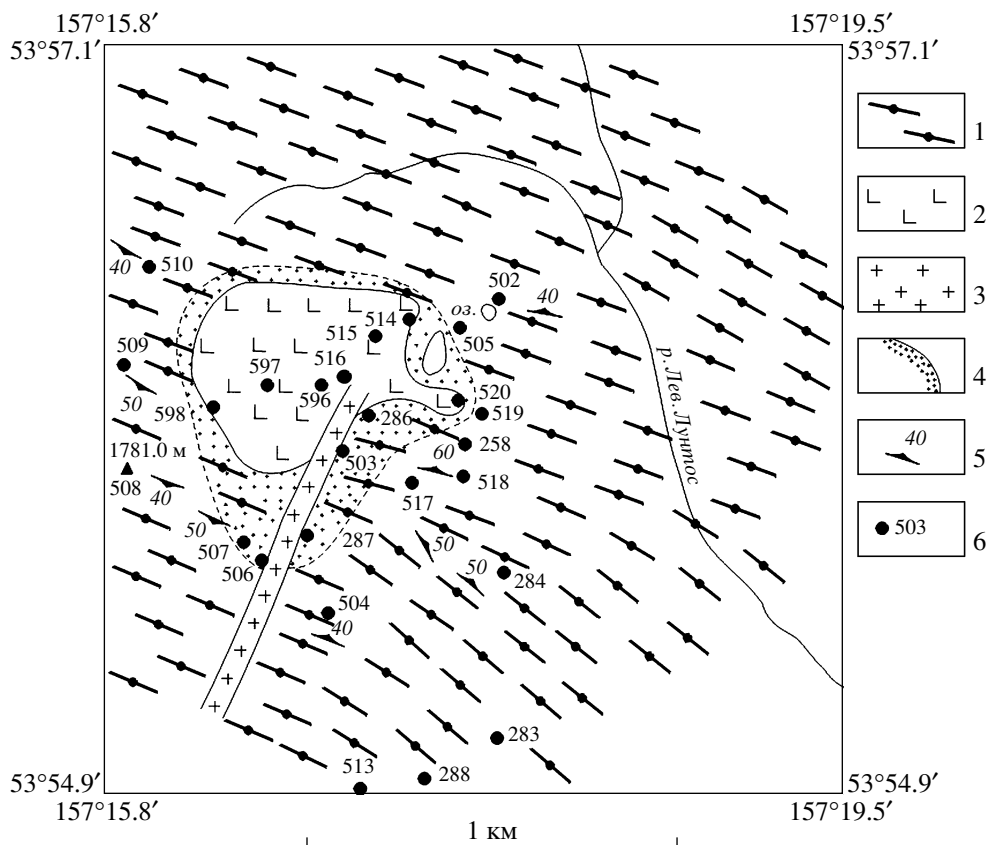


Рис. 11. Схематическая геологическая карта истоков р. Левый Лунтос.
 1 – колпаковская серия: гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты; 2, 3 – лавкинский интрузивный комплекс: габбро и габбро-нориты (2), амфибол-биотитовые гранодиориты (3); 4 – ортопироксен-кордиерит-биотит-ортоклазовые роговики; 5 – элементы залегания гнейсовидности; 6 – точки наблюдения.

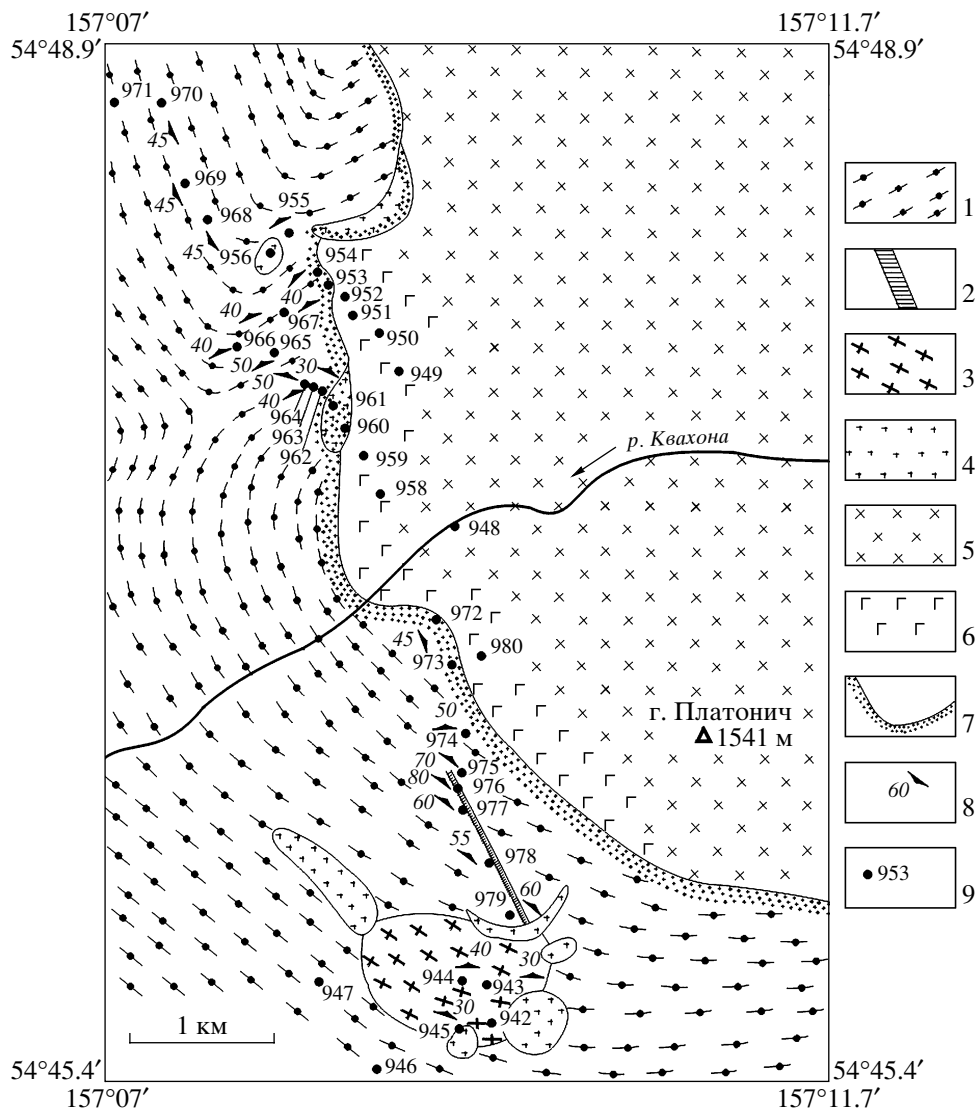


Рис. 12. Схематическая геологическая карта юго-западной части Лавкинского интрузива (среднее течение р. Квахона).
 1, 2 – колпаковская серия: гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты (1), амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы (2); 3 – гнейсированные биотитовые и гранат-биотитовые гранитоиды Крутогоровского массива; 4 – синметаморфические кордиерит-биотитовые, гранат-слюдистые граниты и пегматиты; 5, 6 – лавкинский интрузивный комплекс; гранодиориты, диориты, субщелочные кварцевые диориты (5), габбро-нориты краевой фации (6); 7 – ортопироксен-кордиерит-биотит-ортоклазовые роговики; 8 – элементы полосчатости, гнейсовидности; 9 – точки наблюдений.

эродированные массивы, как в истоках р. Левый Лунтос (рис. 11). Габброиды (обр. 516-В) состоят из ортопироксена $Wo_{2-3}En_{68-70}Fs_{28-30}$, клинопироксена $Wo_{42-45}En_{42-45}Fs_{12-13}$, плагиоклаза Pl_{44-50} , небольшого количества оливина и эденитовой роговой обманки (по номенклатуре (Leake, 1978)), биотита, ильменита и магнетита.

Массивы лавкинского интрузивного комплекса оказали сильное контактное воздействие на вмещающие плагиогнейсы и мигматиты колпаковской серии, приведя к образованию высокотемпературных роговики и их локальному магматическому замещению. Мощность высокотем-

пературной части контактовых ореолов обычно не превышает 50–100 м. Так, в юго-западной части Лавкинского интрузива, обнажающегося в среднем течении р. Квахона (рис. 12), от внешних частей внутрь контактового ореола прослеживаются реакции прогрессивного преобразования исходных пород колпаковской серии, метаморфизованной в амфиболитовой фации, в роговики пироксен-роговиковой фации. Во внешних частях ореола в гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых мигматизированных плагиогнейсах наблюдается обрастание и замещение кристаллов биотита мелкими зернами малоглиноземи-

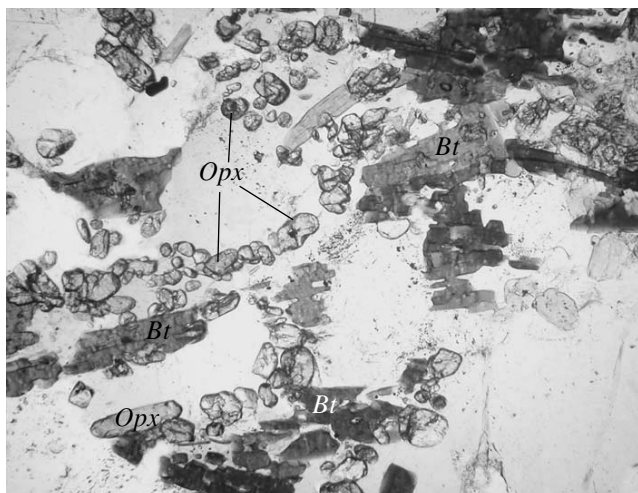


Рис. 13. Замещение биотита мигматизированных плагиогнейсов колпаковской серии гиперстеном. Обр. 962/7, среднее течение р. Квахона. Увел. $\times 100$. Без анализатора.

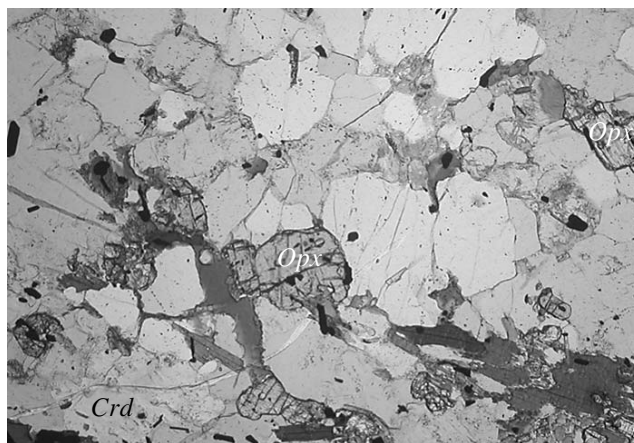


Рис. 14. Гиперстен-кордиерит-биотитовый роговик. Обр. 503, истоки р. Левый Лунтос. Увел. $\times 60$. Без анализатора.

стого ортопироксена (рис. 13, табл. 2, обр. 962/7), появляются редкие кристаллы кордиерита, а калинатовый полевой шпат отмечается только в виде антипертитов в плагиоклазе. На этих стадиях ороговикования плагиогнейсы и мигматиты сохраняют гнейсовидную текстуру исходных метаморфических пород. Одновременно происходит распад и замещение граната плагиогнейсов и мигматитов; в роговиках внутренних частей ореолов гранат неустойчив, является реликтовым минералом, изредка сохраняясь в виде бронированных реликтов в плагиоклазе.

Температура начальной стадии формирования ортопироксен-биотит-кордиеритовых роговиков, определенная по ортопироксен-биотитовому геотермометру (Аранович и др., 1988), равна $730\text{--}740^\circ\text{C}$.

С приближением к контактам интрузивов лавкинского комплекса плагиогнейсы и мигматиты утрачивают гнейсовидное строение, превращаясь в массивные породы с неравномернотекстурированной роговиковой структурой (рис. 14). В них кристаллизуются все более железистые и более глиноземистые ортопироксены в ассоциации с калинатовым полевым шпатом, образующим самостоятельные зерна, кордиеритом и биотитом (табл. 2, обр. 506, 3472, 954/13). Конечной минеральной ассоциацией роговиков является парагенезис $Orx + Crd + Bt + Or + Pl + Qtz$, темноцветные минералы которого отличаются чрезвычайно высокой железистостью (табл. 2). Резкое возрастание железистости и глиноземистости ортопироксена в роговиках из внутренних частей рассматриваемых ореолов согласуется с данными экспериментальных исследований системы с участием ортопироксена, кордиерита и кварца (Аранович, Косякова, 1986). Точки составов ортопи-

роксена и кордиерита изученных роговиков на диаграмме фазового соответствия совпадают с экспериментальным равновесием в системе $Orx\text{--}Crd\text{--}Qtz$ при температуре 800°C и давлении около 3 кбар (Аранович, Косякова, 1986).

Температура образования $Orx\text{--}Crd\text{--}Bt\text{--}Or\text{--}Pl\text{--}Qtz$ роговиков из внутренней части контактового ореола Лавкинского интрузива, рассчитанная по $Orx\text{--}Bt$ геотермометру (Аранович и др., 1988), составляет $830\text{--}840^\circ\text{C}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основываясь на высокотемпературных минеральных ассоциациях роговиков контактовых ореолов, развивающихся по плагиогнейсам и мигматитам колпаковской серии, исследователи приходили к заключению о достижении условий гранулитовой фации при региональном метаморфизме ее исходных отложений (Марченко, 1975; Ханчук, 1985; Шульдинер и др., 1987). Однако четкая приуроченность $Orx\text{--}Crd\text{--}Bt\text{--}Or\text{--}Pl\text{--}Qtz$ пород только к контактовым ореолам олигоцен-миоценовых интрузивов, параллельность метаморфических зон ореолов их контактовым поверхностям, увеличение степени метаморфизма (вплоть до магматического замещения исходных плагиогнейсов и мигматитов амфиболитовой фации) по направлению к магматическим телам, реликтовый неравновесный характер граната этих пород не позволяют согласиться с этим заключением. Отмеченные особенности рассматриваемых образований однозначно указывают на то, что наиболее высокотемпературные парагенезисы в Срединно-Камчатском кристаллическом массиве представлены контактовыми роговика-

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы минералов из ортопироксен-кордиерит-биотит-ортоклазовых роговиков контактовых ореолов массивов лавкинского интрузивного комплекса (в мас. %)

Компоненты	Обр. 506								Обр. 962/7				Обр. 3472
	порода	<i>Opx</i>	<i>Crd</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Or</i>	<i>Ilm</i>	<i>Spl</i>	<i>Opx</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx</i>
SiO ₂	68.95	51.60	48.26	35.61	63.64	66.58	0.05	0.00	50.68	35.48	64.63	62.55	46.45
TiO ₂	0.76	0.17	0.01	4.62	0.00	0.00	51.60	0.05	0.05	5.63	0.00	0.00	0.31
Al ₂ O ₃	14.98	1.23	32.92	13.60	22.23	18.61	0.00	54.09	0.79	15.57	22.86	23.55	2.88
Fe ₂ O ₃	0.29							3.83					
FeO	4.32	35.05	9.38	22.72	0.07	0.04	45.63	33.16	30.34	17.79	0.07	0.19	38.89
MnO	0.11	0.61	0.20	0.10	0.00	0.00	0.54	0.20	0.50	0.06	0.00	0.00	0.54
MgO	1.98	13.03	7.50	8.81	0.00	0.00	0.42	3.85	17.48	11.92	0.00	0.00	9.85
CaO	1.76	0.14	0.01	0.04	4.62	0.39	0.00	0.00	0.16	0.00	3.86	5.18	0.17
Na ₂ O	2.92	0.00	0.05	0.12	9.56	3.77	0.00	0.00	0.00	0.10	8.12	7.92	0.04
K ₂ O	2.33	0.00	0.01	9.28	0.41	11.15	0.00	0.00	0.00	9.90	0.79	0.27	0.00
Сумма	99.40 ¹	101.83	98.34	94.90	100.53	100.54	98.24	95.18	100.00	96.45	100.33	99.66	99.13
<i>X_{Mg}</i>	0.436	0.399	0.587	0.408	–	–	–	–	0.506	0.544	–	–	0.311
<i>X_{An}</i>	–	–	–	–	0.206	0.019	–	–	–	–	0.198	0.263	–
<i>Wo</i>	–	0.4	–	–	–	–	–	–	0.3	–	–	–	0.4
<i>En</i>	–	39.7	–	–	–	–	–	–	50.5	–	–	–	31.0
<i>Fs</i>	–	59.9	–	–	–	–	–	–	49.2	–	–	–	68.6
Компоненты	Обр. 3472						Обр. 954/13						
	<i>Crd_c</i>	<i>Crd_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Spl</i>	порода	<i>Crd_c</i>	<i>Crd_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Or</i>
SiO ₂	47.27	47.28	33.93	57.96	60.89	0.00	60.90	48.18	48.11	35.26	59.85	60.86	65.49
TiO ₂	0.00	0.03	3.51	0.00	0.00	0.16	1.05	0.03	0.03	5.45	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	32.58	32.64	16.75	26.74	25.26	56.06	18.83	32.23	32.10	15.50	25.49	24.60	19.75
Fe ₂ O ₃						3.20	4.82						
FeO	11.91	12.19	25.50	0.13	0.01	36.80	3.49	11.59	12.06	22.90	0.03	0.12	0.06
MnO	0.11	0.18	0.07	0.00	0.00	0.20	0.08	0.16	0.21	0.14	0.00	0.00	0.00
MgO	6.34	6.09	6.90	0.00	0.00	2.23	1.97	6.38	5.86	6.55	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.02	0.01	8.16	6.51	0.00	2.06	0.02	0.01	0.00	7.86	6.23	0.21
Na ₂ O	0.10	0.11	0.14	6.70	7.61	0.00	2.51	0.23	0.23	0.16	6.77	8.04	2.60
K ₂ O	0.00	0.00	9.41	0.28	0.29	0.00	2.04	0.01	0.01	9.46	0.23	0.23	13.44
Сумма	98.33	98.54	96.42	99.99	100.57	98.65	99.62 ²	98.83	98.62	95.42	100.23	100.08	101.55
<i>X_{Mg}</i>	0.486	0.470	0.324	–	–	0.092	0.311	0.497	0.464	0.338	–	–	–
<i>X_{An}</i>	–	–	–	0.395	0.315	–	–	–	–	–	0.386	0.296	0.011
<i>Wo</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>En</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>Fs</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. Обр. 506 – истоки р. Левый Лунтос; обр. 962/7, 3472, 954/13 – правый борт среднего течения р. Квахона. Fe²⁺, Fe³⁺ в шпинели рассчитано согласно стехиометрической формуле. В сумму дополнительно включены: ¹ П.п.п. – 1.00 мас. %; ² P₂O₅ – 0.25 мас. %, П.п.п. – 1.64 мас. %.

ми пироксен-роговиковой фации и формировались позднее регионального метаморфизма амфиболитовой фации исходных отложений колпаковской серии, возникая в контактовых ореолах

массивов габброидного и габбро-гранитоидного состава олигоцен-миоценового возраста.

Широкое развитие в плагиогнейсах и мигматитах колпаковской серии реакций замещения киа-

нита андалузитом, сопровождавших процессы гранитизации и мигматизации метаморфических пород, свидетельствует о том, что внедрение магматических тел лавкинского интрузивного комплекса и формирование контактовых роговиков осуществлялось в поле устойчивости андалузита, т.е. при давлении около 4 кбар.

Сравнение изученных роговиков с аналогичными породами контактового ореола Киглапейтского (Kiglapait) расслоенного интрузива в Лабрадоре, кристаллизовавшегося на глубинах, отвечающих давлению 2.2–4.0 кбар (Speer, 1982), показывает полную аналогию состава минералов однотипных минеральных парагенезисов. Это может служить доказательством близости физико-химических условий метаморфизма в контактовых ореолах Киглапейтского интрузива и массивов лавкинского интрузивного комплекса Срединного хребта Камчатки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические, минералогические и геотермобарометрические данные свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм исходных терригенных образований колпаковской серии, залегающей в основании разреза Срединно-Камчатского кристаллического массива, отвечал кианитовой минеральной субфации амфиболитовой фации: температуре 560–660°C и давлению 5.9–6.9 кбар, что обуславливало широкое развитие кианита в высокоглиноземистых гранат-биотитовых плагиогнейсах.

Последующая гранитизация и мигматизация плагиогнейсов происходили на фоне значительного снижения давления (глубинности), свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом как в метаморфических породах, так и в жильных синметаморфических гранитоидах и пегматитах. Температура процессов гранитизации и мигматизации плагиогнейсов в пределах гранитогнейсовых куполов оценивается в 620–650°C, а давление (глубинность) – в 1.9–3.0 кбар.

Кислотное выщелачивание, сопровождавшее процессы гранитизации и мигматизации, приводило к интенсивному замещению биотита метаморфических и жильных магматических пород силлиманитом (фибrolитом) и в меньшей мере мусковитом.

Установлено, что наиболее высокотемпературные *Orx-Crd-Bt-Or-Pl-Qtz* минеральные ассоциации, отвечающие температуре 830–840°C, формировались в колпаковской серии не в результате регионального метаморфизма ее исходных образований, а образовывались позднее в контактовых ореолах габбро-гранитоидных интрузивов лавкинского интрузивного комплекса

олигоцен-миоценового возраста за счет гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов амфиболитовой фации и поэтому не могут служить доказательством раннего гранулитового этапа метаморфизма ее отложений.

Таким образом, геологические, минералогические и термодинамические данные свидетельствуют о том, что метаморфизм исходных отложений колпаковской свиты Срединно-Камчатского кристаллического массива никогда не достигал условий гранулитовой фации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
- Авченко О.В., Тарарин И.А., Чубаров В.М. О зональности гранатов из метапелитовых пород станового комплекса и Срединного хребта Камчатки // Изв. Высших учебных заведений. Сер. геол. и разв. 1978. № 10. С. 84–90.
- Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Равновесие кордиерит + кварц. Экспериментальные данные и термодинамика тройного Fe-Mg-Al твердого раствора ортопироксена // Геохимия. 1986. № 8. С. 1181–1202.
- Аранович Л.Я., Лаврентьева И.В., Косякова Н.А. Биотит-гранатовый и биотит-ортопироксеновый геотермометры: калибровка с учетом переменной содержания Al в биотите // Геохимия. 1988. № 5. С. 668–676.
- Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Ред. Л.Л. Перчук, И.В. Лаврентьева, Л.Я. Аранович, К.К. Подлесский. М.: Наука, 1983. 198 с.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 97–110.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
- Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А., Смолляр М.И., Соколов С.Ю. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитоидов Срединного хребта Камчатки // Докл. АН. 1993. Т. 330. С. 233–236.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr-возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. АН. 1994. Т. 339. С. 645–649.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Советская геология. 1991. № 7. С. 58–65.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. Геологическое описание. Под ред. Г.М. Власова. М.: Недра, 1964. 729 с.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
- 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.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с. Кн. 2. 334 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000. Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского и др. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.
- 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.
- Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга–континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
- Константиновская Е.А.* Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–78.
- Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.
- 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. Материалы регион. конф., посвящ. 50-летию геолог. службы Камчатки, 31 марта–1 апреля 1999. Под ред. А.Ф. Литвинова, А.И. Поздеева. Петропавловск-Камчатский: КАМШАТ, 1999. С. 41–42.
- Кузьмин В.К., Жданов В.В.* Зональность граната – критерий типа метаморфической зональности Камчатского массива // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. С. 1215–1218.
- Кузьмин В.К., Чухонин А.П.* О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. С. 932–935.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М.* Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Под ред. В.И. Гончарова. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 162–165.
- Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Советская геология. 1967. № 4. С. 57–69.
- Лебедев М.М., Бондаренко В.Н.* К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки // Советская геология. 1962. № 11. С. 98–105.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Марченко А.Ф.* О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Под ред Л.М. Парфенова, В.А. Попеко. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234–246.
- Меланхолина Е.П.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа структур Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна реки Укэлая и вопросы геодинамики допозднепалеозойских океанических комплексов запада Корякского нагорья // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 347–352.
- Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х.* Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. С. 1563–1574.
- Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
- Смирнов А.М.* Комплексы древнейшего докембрия на северо-западе Тихоокеанского пояса и его рамы // Метаморфические комплексы дальневосточной континентальной окраины. Под ред. Е.А. Кулиша. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 12–27.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- 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.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В.* Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематика и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. С. 666–668.
- Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И.* Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. 2002. № 6. С. 45–59.
- 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. С. 110–117.
- Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
- Тарарин И.А.* Особенности минералогии и зональность гранатов как показатели полиметаморфизма Срединно-Камчатского комплекса // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 45–56.
- Тарарин И.А.* Эволюция метаморфических процессов в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 63–70.

- Тарарин И.А., Авченко О.В.* О сложной зональности гранатов (на примере метаморфических пород Срединного хребта Камчатки) // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1983. № 4. С. 81–90.
- Тарарин И.А., Чубаров В.М.* Зональность гранатов и полиметаморфизм отложений Срединного хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. С. 1437–1441.
- Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н.* Раскол позднемеловой Ачайваям-Валагинской вулканической дуги в палеоцене (террейны Южной Кореи и Восточной Камчатки) // Докл. АН. 2006. Т. 409. С. 658–661.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И.* Стратиграфия, геологические события и новая модель рифтового развития Центральной Камчатки в позднем мелу–раннем палеогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. С. 83–96.
- Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
- Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е., Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В.* Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Щербинина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И.* Новые данные о времени коллизии островной дуги с континентом на Камчатке // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 841–851.
- Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal' in B.A.* 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.
- Bradshaw J.Y.* Early Cretaceous vein-related garnet granulite in Fiordland, Southwest New Zealand: a case for infiltration of mantle-derived CO₂-rich fluids // J. Geol. 1989. V. 97. P. 697–717.
- Clarke G.L., Klepeis K.A., Daczko N.R.* Cretaceous high-P granulites at Milford Sound, New Zealand: metamorphic history and emplacement in a convergent margin setting // J. Metamorphic. Geol. 2000. P. 359–374.
- Gnibidenko G.S., Gorbachev S.Z., Lebedev M.M., Marakhanov V.I.* Geology and deep structure of Kamchatka peninsula // Pacific Geol. 1974. № 7. P. 1–33.
- Hollister L.S.* Granulite facies metamorphism in the Coast Range crystalline belt // Can. J. Earth Sci. 1975. V. 12. P. 1953–1955.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V.* A comparison of the detrital zircon grain age distribution from Ukelayat group and the Kamchatskiy complex of the Sredinny Range, Kamchatka // 7th Zonenshain Int. Conf. on Plate Tectonics, 2001. M.: Nauchny Mir, 2001. P. 510.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B.* 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.
- Konstantinovskaia E.A.* Geodynamics of the Early Eocene arc-continent collision reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia) // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 87–105.
- Konstantinovskaia E.A.* Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics. Active Subduction and collision in South-East Asia (SEASIA). Spec. Issue. 2001. V. 333. P. 75–94.
- Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // Canadian Mineralogist. 1978. V. 16. P. 501–520.
- Lebedev M.M., Tararin I.A., Lagovskaya E.A.* Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt // Tectonophysics. 1967. V. 4. P. 445–461.
- Mattinson J.M., Kimbrough D.L., Bradshaw J.Y.* Western Fiordland orthogneiss: Early Cretaceous arc magmatism and granulite facies metamorphism, New Zealand // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 383–392.
- Parfenov L.M., Natal' in B.A.* Mesozoic tectonic evolution of Northeastern Asia // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 291–304.
- Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I., Shcherbinina E.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* New age data from the Lesnaya Group: a key to understanding the timing of arc-continent collision, Kamchatka, Russia // The Island Arc. 2002. V. 11. P. 79–90.
- Speer J.A.* Metamorphism of the pelitic rocks of the Snyder group in the contact aureole of the Kiglapait layered intrusion, Labrador: effects of buffering partial pressure of water // Can. J. Earth Sci. 1982. V. 19. P. 1888–1909.
- Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific Basin. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region // Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Ed. D.G. Howell. Earth Sciences Series. Houston, Texas, USA, 1985. V. 1. P. 333–348.