труды ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА









Лучицкая Марина Валентиновна – доктор геологоминералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН. Основные научные интересы связаны с геодинамикой гранитоидного магматизма Северо-Востока Азии, петрологией и геохимией гранитоидов.

В книге сведены данные по мезозойско-кайнозойским тектоно-магматическим событиям и тектонической эволюции континентальных окраин северного обрамления Тихого океана. На основании новых геологических, геохронологических, геохимических и изотопных данных, охарактеризованы мезозойско-кайнозойские доаккреционные, аккреционные и постаккрецонные типы гранитоидов. В рамках континентальной аккреции рассмотрены тектонические и магматические процессы, взаимодействие которых приводит к становлению континентальной коры северного обрамления Тихого океана.



CEBEPHO КАЙНОЗОЕ

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ΤИΧΟΓΟ ΟΚΕΑΗΑ В МЕЗОЗОЕ-КАЙНОЗОЕ

ISSN 0002-3272

ТРУДЫ **ГЕОЛОГИЧЕСКОГО** ИНСТИТУТА

М.В. Лучицкая

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES Geological Institute RAS, Research Organization of the Russian Academy of Sciences



Founded in 1932 Vol. 607

M.V. Luchitskaya

GRANITOID MAGMATISM AND CONTINENTAL CRUST FORMATION OF THE NORTHERN FRAMEWORK OF PACIFIC OCEAN IN MESOZOIC-CENOZOIC

Moscow GEOS 2014 Основаны в 1932 году Вып. 607

М.В. Лучицкая

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА В МЕЗОЗОЕ–КАЙНОЗОЕ

Москва ГЕОС 2014 УДК 551. ББК 26.323 Л 58

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), Н.П. Чамов (заместитель главного редактора), Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, К.Е. Дегтярев, В.А. Захаров, В.Б. Курносов, Ю.Г.Леонов, М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской

Рецензенты: О.М. Розен, Н.А. Горячев

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. – .– ISSN 0002-3272

Вып. 607: Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое / М.В. Лучицкая – М.: ГЕОС, 2014. – 360 с.

ISBN 978-5-89118-655-2

В монографии обобщены данные по мезозойско-кайнозойскому гранитоидному магматизму и тектонической эволюции континентальных окраин северного обрамления Тихого океана. Выделены доаккреционные, аккреционные и постаккрецонные типы гранитоидов. Доаккреционные гранитоиды участвуют в строении террейнов различного генезиса (энсиматических островных дуг, океанической коры). Аккреционные гранитоиды фиксируют этапы причленения разнообразных комплексов к континентальной окраине и сосредоточены в ее фронтальной части. Постаккреционные гранитоиды запечатывают покровно-складчатые структуры, определяют верхний возрастной предел времени аккреции и становления континентальной коры. Многократное аккретирование разнообразных террейнов, в том числе с ювенильной корой приводит к наращиванию континентальной массы и увеличению мощности коры. Мат матический процесс, ведущая роль в котором принадлежит гранитоидному магматизму, в сочетании с метаморфическими преобразованиями и дифференциацией вещества определяет становление гранитоидному магматизму, в сочетании коры. Доаккреционные, аккреционные и постаккреционные гранитоидные комплексы характеризуют различные стадии формирования континентальной коры. Для широкого круга специалистов, интересующихся проблемами геодинамики и гранитоидного магматизма Северо-Востока

Азии.

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), N.P. Chamov (Deputy Editor-in-Chief), Yu.V.Karyakin (Executive Secretary), M.A.Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, K.E. Degtyarev, V.A. Zakharov, V.B. Kurnosov, Yu.G.Leonov, M.A.Semikhatov, S.D. Sokolov, M.D. Khutorskoi

Reviewers: O.M. Rozen, N.A. Goryachev

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. –.– ISSN 0002-3272

Vol. 607: Granitoid magmatism and continental crust formation of the northern framework of Pacific Ocean in Mesozoic-Cenozoic / M.V. Luchitskaya – Moscow: GEOS, 2014. – 360 p.

Data on Mesozoic-Cenozoic granitoid magmatism and tectonic evolution of continental margins of the northern framework of Pacific Ocean are generalized. Pre-accretionary, accretionary and post-accretionary granitoid types are distinguished. Pre-accretionary granitoids participate in the structure of terranes of different genesis (ensimatic island arcs, oceanic crust). Accretionary granitoids mark the stages of various complexes accretion to continental margin and are localized in its frontal part. Post-accretionary granitoids stitch fold-and-thrust structures, define upper age limit of accretion and continental crust formation. Multiple accretion of various terranes including those with juvenile crust result in continental mass building-up and increase of crust thickness. Magmatic process, in which granitoid magmatism plays leading role, coupled with metamorphic transformations and substance differentiation define the formation of granite-metamorphic layer of earth's crust. Pre-accretionary and post-accretionary granitoid complexes characterize different stages of continental crust formation.

For wide range of specialists, interested in geodynamics and granitoid magmatism of North-East Asia.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 14-05-07001



Издание РФФИ не подлежит продаже

© М.В. Лучицкая, 2014 © ГИН РАН, 2014 © ГЕОС, 2014

оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
ГЛАВА 1. КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ	10
1.1. Континентальная кора	.10
1.2. Классификации и модели происхождения гранитоидов	.22
ГЛАВА 2. ДОАККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ	.42
2.1. Эконайский, Куюльский и Майницкий террейны, Корякское нагорье	.42
2.2. Пекульнейский и Западно-Пекульнейский террейны, Центральная Чукотка	60
2.3. Береговой террейн, п-ов Тайгонос	.67
2.4. Террейны Пенинсула, Врангелия, Александер, Центральная–Южная Аляска, террей- ны Коюкук, Тогиак, Западная–Центральная Аляска	- .75
2.5. Кроноцкий террейн, Восточная Камчатка	94
2.6. Идзу-Бонин-Марианская энсиматическая дуга	108
ГЛАВА З. АККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ	130
3.1. Эконайский террейн, Корякское нагорье	.130
3.2. Ганальский террейн, Вахталкинский субтеррейн, Восточная Камчатка	.137
3.3. Пекульнейский террейн, Центральная Чукотка, восточная часть хребта Пекульней	.151
3.4. Террейны Чугач, Принс Вильям, Пенинсула, Южная и Юго-Западная Аляска	.162
3.5. Аккреционные призмы Шиманто и Хидака, Юго-Западная и Северная Япония	178
3.6. Коллизионные гранитоиды, террейны Руби, Сьюард, Западная-Центральная Аляска	192
3.7. Аккреционные и коллизионные гранитоиды, Срединно-Камчатский метаморфиче- ский террейн	.197
3.8. Адакитовый магматизм	.236
ГЛАВА 4. ПОСТАККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ	.259
4.1. Окраинно-континентальный Охотско-Чукотский вулканический пояс	.259
4.2. Центрально-Тайгоносский и Береговой террейны, п-ов Тайгонос: Восточно- и Прибрежно-Тайгоносский пояса гранитоидов	.286
4.3. Террейны Пенинсула, Врангелия, Центральная–Южная Аляска, террейн Юкон- Танана, Восточная–Центральная Аляска и террейны Руби, Коюкук, Западная– Центральная Аляска и террейны Руби, Коюкук, Западная–	206
центральная Аляска	.300
4.4. 1 ранитоидный магматизм трансформных континентальных окраин, Сихотэ-Алинь, и крупномасштабных сдвиговых зон, Британская Колумбия	312
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	.335
ЛИТЕРАТУРА	.337

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы образования гранитов и становления континентальной коры относятся к фундаментальным проблемам геологии с начала ее формирования как науки. Однако до сих пор не существует единства мнений на решение этих проблем, что заставляет ученых продолжать исследования в данной области.

Хорошо известно, что граниты рассматриваются как комплексы-показатели становления континентальной коры (см. например: [Тектоника Северной Евразии..., 1980; Пейве и др., 1976]). Активные окраины Тихого океана на протяжении всего фанерозоя и до настоящего времени являются регионом, где происходило наращивание континентальной коры и внедрение различных типов гранитоидов. В связи с этим рассмотрение на ее примере геодинамических обстановок гранитоидного магматизма и его связи с процессом формирования континентальной коры является актуальной задачей геотектоники.

На континентальной окраине Азии большую роль в процессе формирования коры играют процессы аккреции и коллизии. При этом аккрецию в данном случае можно рассматривать как наращивание континентальных масс (континентальная аккреция), т.е. как глобальный процесс, а коллизию – как частный случай столкновения конкретных геологических структур (островная дуга, океаническое плато и др.) с континентальной окраиной в процессе аккреции [Соколов, 2003, а, 6].

Гранитоидные комплексы, наблюдаемые в структуре континентальной окраины Азии, существенно различаются как по своему структурному положению, так и по геодинамическим обстановкам формирования. Они входят в состав вулкано-плутонических ассоциаций островных дуг и окраинно-континентальных вулканических поясов, часто встречаются среди офиолитовых террейнов, а также фиксируют время аккреции и коллизии террейнов («сшивающие интрузии»). Выявление особенностей структурного положения гранитоидов и типизация по геодинамическим обстановкам их формирования – непростая задача в сложных аккреционных структурах континентальной окраины. В ряде случаев появление новых данных по картированию гранитоидных плутонов, абсолютному датированию слагающих их пород и выявлению их изотопно-геохимических характеристик приводит к тому, что гранитные батолиты, ранее картировавшиеся как единые тела, представляют собой сложное сочетание плутонических комплексов, возникших в различных геодинамических обстановках и позднее совмещенных в едином батолите (см. например: [Johnson et al., 1999; Гельман, 1995, 1996; Amato, Wright, 1997].

Сложность и неоднозначность систематики гранитов в целом не позволяет напрямую применить имеющиеся классификации при описании гранитоидов в структуре континентальной окраины Азии. Часть этих классификаций имеет глобальный характер [Богатиков и др., 1986; Chappell, White, 1974; Pitcher, 1987, 1993; Maniar, Picolli, 1989; Barbarin, 1990, 1999; Хаин, 2003], что не всегда дает возможность дифференцировать гранитоиды конкретного региона. Другая группа классификаций основана на каком-то одном признаке, например, геохимическом [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996; Thieblemont, Tegyey, 1994], петрохимическом [Frost et al., 2001], однако некоторые геохимические характеристики могут быть общими у гранитов, сформированных в разных геодинамических обстановках. В связи с этим при написании монографии использована следующая схема, учитывающая соотношение гранитоидных комплексов с аккреционными процессами на активной континентальной окраине Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки.

Гранитоидные комплексы разделены на доаккреционные, аккреционные и постаккреционные образования. К доаккреционным гранитоидам относятся те, которые входят в состав аккретированных террейнов различного генезиса (энсиматических островных дуг, офиолитов, микроконтинентов). Аккреционные гранитоиды прорывают мезо-кайнозойские аккреционные призмы и фиксируют этапы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. Постаккреционные гранитоиды запечатывают аккреционные гранитоиды запечатывают аккреционную структуру, определяют верхний возрастной предел времени аккреции и деформации вдоль определенного сегмента континентальной окраины.

Аккреционный гранитоидный магматизм как новый тип гранитоидного магматизма на активной континентальной окраине был впервые описан в работах [Крылов, Лучицкая, 1999; Лучицкая, 2001], а его аналоги – околожелобовый или преддуговой - в работах [Pavlis et al., 1988], [Harris et al., 1996]. Кроме того, А.И. Ханчуком с соавторами было предложено выделять гранитоидный магматиз границ скольжения плит или трансформных континентальных окраин, продукты которого имеют смешанные геохимические характеристики [Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук и др., 2008]. Сходную с аккреционным магматизмом структурную позицию занимает адакитовый магматизм, проявления которого широко отмечаются в пределах Тихоокеанского кольца. Описание новых типов магматизма и сопоставление их с уже хорошо известными нашло свое отражение в работе.

Необходимо отметить, что часть описанных в работе гранитоидов Корякского нагорья, Камчатки и Аляски относится к низкокалиевым породам, тоналитам-трондьемитам (плагиогранитам), обобщение данных по которым приведено в более ранней работе автора (2001 г.). В ней отмечено, что проявления тоналит-трондьемитового (плагиогранитного) магматизма в зоне перехода океан-континент представляют собой начальные стадии формирования континентальной коры, а появление аккреционных плагиогранитов является одной из первых ступеней в процессе преобразования океанической коры в континентальную.

В монографии использованы личные материалы, полученные при экспедиционных ис-

следованиях на п-ве Камчатка (Ганальский и Срединный хребты, п-ов Камчатский Мыс), в Пенжинском районе Корякского нагорья (Куюльский офиолитовый массив), на п-ве Тайгонос, а также литературные материалы. Работа выполнялась в лаборатории «Тектоника океанов и приокеанических зон» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологического института РАН, в рамках утвержденной темы «Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры Северного Циркум-Пацифика».

Работа состоит из четырех глав. В первой главе дана краткая характеристика строения континентальной коры, основных моделей ее формирования и проведен анализ различных классификаций гранитоидов. Во второй, третьей и четвертой главах приведен материал по мезозойско-кайнозойским гранитоидным комплексам Камчатки, Корякии, Чукотки, Аляски, Японии, Британской Колумбии, участвующим в строении континентальных окраин аккреционного типа северного обрамления Тихого океана.

Во второй главе рассмотрены доаккреционные гранитоиды, которые входят в состав вулкано-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов. Для сравнительного анализа в данной главе приведены данные по тоналитовым комплексам Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги.

В третьей главе рассмотрены аккреционные гранитоиды, которые прорывают аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. В сравнительном плане приведены данные по адакитовому магматизму, который имеет черты сходства с аккреционным в отношении структурной позиции, состава продуктов магматизма и моделей происхождения.

В четвертой главе описаны постаккреционные гранитоиды, образующие массивы в пределах окраинно-континентальных вулканических поясов. Для сравнительного анализа в данной главе приведены данные по постколлизионному гранитоидному магматизму, связанному с этапом растяжения, коллапсом орогена и формированием комплексов гранитно-метаморфических куполов Чукотки и Аляски, а также гранитоидный магматизм трансформных континентальных окраин (Сихотэ-Алинь) и крупномасштабных сдвиговых зон (Британская Колумбия).

Для определения возраста гранитоидных комплексов были проведены U-Pb геохронологические исследования цирконов. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН Н.Я. Щербачевой и И.С. Ипатьевой под руководством А.В. Соловьева. Изотопные измерения проводили 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 [Muir et al., 1996; Ireland, Gibson, 1998] и на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (аналитики Д.И. Матуков и С.Л. Пресняков).

В первом случае (SHRIMP-RG) пучок отрицательно заряженных атомов кислорода диаметром ~30 мкм используется для ионизации вещества анализируемого кристалла. Индивидуальные ²⁰⁶Pb*/²³⁸U определения возраста имеют аналитическую точность 2%. Для древних зерен возраст определяется по отношению ²⁰⁷Pb*/²⁰⁶Pb*, которое измеряется с большей точностью. Низкое содержание ²⁰⁷Pb в молодых зернах определяет значительную неточность при измерениях ²⁰⁷Pb*/²⁰⁶Pb*, таким образом, для зерен моложе 1 млрд. лет принимаются ²⁰⁷Рb-корректированные возрасты по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U отношению. ²⁰⁷Pb-корректировка базируется на допущении, что измеренные изотопные отношения представляют собой простые смеси обычного и радиогенного свинца в момент кристаллизации, а измеренное отношение ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb используется для контроля обычного свинца. Для изучения зональности и внутренней структуры цирконов использовали катодолюминесцентный детектор, смонтированный на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600.

Во втором случае (SHRIMP-II) измерения U-Pb отношений проводились по методике описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 15 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Для петро-геохимического изучения гранитоидов были использованы различные методы определения концентраций химических элементов. Содержания главных элементов в породах определены в лаборатории химикоаналитических исследований ГИН РАН под руководством С.М. Ляпунова методом весового силикатного анализа. Определение концентраций микроэлементов выполнено в ИМГРЭ методом масс-спектрометрии в индуктивносвязанной плазме (ICP-MS), аналитик Д.З. Журавлев, рентгено-флюоресцентным методом (квантограф АРФ-6; Rb, Sr, Y, Nb, Ba, Zr) и методом нейтронной активации с использованием гамма-спектрометра с полупроводниковым детектором GEM-30185 «Ortech» (РЗЭ, U и Th, аналитик С.М. Ляпунов).

Контроль качества ICP-MS анализа осуществлялся с помощью параллельных анализов стандартной горной породы BCR-2, показавших хорошую воспроизводимость. Предел обнаружения для большинства элементов с массой более 80 а.е.м. составлял около 0.001-0.005 г/т, для легких элементов он ухудшался вплоть до 30-50 мг/т (для бериллия). Для всех анализировавшихся элементов уровень холостого опыта был пренебрежимо мал. Все кислоты для разложения и разбавления проб были дважды перегнаны в кварцевых и тефлоновых аппаратах, использовалась только деионизированная вода. Пробы, разбавленные относительно сухого веса в 1000 раз в полунормальной азотной кислоте, анализировали на массспектрометре ELAN 6100 DRC в стандартном режиме измерений (PerkinElmer, ELAN 6100 DRC, Software Kit, 2000). Калибровку измерительных каналов осуществляли по синтетическим стандартам, приготовленным из растворов индивидуальных элементов, поставленных фирмой PerkinElmer.

Измерения изотопного состава стронция и неодима проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ) в статическом режиме и в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan -MAT-262 (RPQ).

В первом случае химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионнообменных колонках по описанной ранее методике. Бланки (холостой опыт) во время проведения анализов не превышали 0.01 и 0.2 нг для Rb и Sr и 0.05 нг – для Sm и Nd. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Для нормализации использовались значения ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.375209 и ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Величина измеренных международных стандартов соответствовала: JNdi-1 – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512107 ± 4; NBS-987 - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710225 ± 13.

Во втором случае погрешность воспроизводимости изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833 ± 6 (2 σ , N = 11) не превышала 0.0024 % (2σ). Такая же погрешность получена при измерении параллельных анализов нового японского стандарта JNdi1 = 0.512072 ± 2 (2 σ , N = 44). Ошибка в ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd принята при статистическом обсчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0.2 % (2 σ) – среднее значение из семи измерений. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm - 0.06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению 148 Nd/ 144 Nd = 0.241570, а затем пересчитаны на отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте La Jolla = 0.511860.

Измерения составов биотитов производились Н.Н. Кононковой на микроанализаторе Cameca-SX100 при ускоряющем напряжении 15 Кв и силе тока 30 нА в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (Москва). В качестве эталонов использовались стандартные образцы Smithsonian Institution. Точность анализов составляла ±2 отн. % при содержании компонента 10–100 мас. %, ± 5 отн. % при содержании компонента 2–10 мас. %, \pm 10 отн. % при содержании компонента 1–2 мас. %, \pm 20 отн. % при содержании компонента менее 1 мас. %.

За плодотворное сотрудничество я благодарна моему американскому коллеге Д. Хоуригану, который получил первые U-Pb SHRIMP датировки по цирконам из гранитоидов п-ова Тайгонос, Срединного хребта Камчатки, а также коллеге из ИГЕМа К.Н. Шатагину за первые Sr-Nd изотопные данные для гранитоидов п-ова Тайгонос.

Автор признательна доктору геол.-минерал. наук профессору С.Д. Соколову, академику Ю.М. Пущаровскому, члену-корреспонденту РАН К.Е. Дегтяреву и доктору геол.-минерал. наук профессору М.С. Нагибиной†, которые вдохновляли ее на написание данной работы, а обсуждение с ними многих аспектов работы оказало неоценимую помощь.

Я благодарна своим коллегам по лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон, а также других лабораторий ГИН РАН Г.В. Ледневой, А.В. Соловьеву, А.В. Ганелину, М.И. Тучковой, А.В. Рихтеру, Ю.Н. Разницину, Е.Н. Меланхолиной, О.Л. Морозову, Г.Е. Бондаренко, А.О. Мазаровичу, А.А. Пейве, Н.В. Цуканову, Д.В. Алексееву, А.А. Федотовой, Г.Е. Некрасову, С.А. Паланджяну, С.Ю. Соколову, А.В. Рязанцеву, А.Б. Кузьмичеву, Г.Н. Савельевой, Т.Н. Херасковой и другим за советы и критические замечания, которые помогли существенно улучшить работу. Многие из них оказывали огромную поддержку при проведении полевых работ в Срединном и Ганальском хребтах Камчатки, на п-ове Камчатский Мыс, п-ове Тайгонос, в Корякском нагорье.

Работы по теме монографии проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 01-05-64469, 04-05-65132, 07-05-00255, 10-05-00191; научных школ НШ-9664.2006.5; -3172.2008.5, -7091.2010.5, 5177.2012.5, 2981.2014.5).

ГЛАВА 1 КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

1.1. Континентальная кора

Проблема формирования и эволюции континентальной коры является одной из фундаментальных проблем геологии, а выявление роли гранитоидного магматизма в формировании гранитно-метаморфического слоя континентальной коры на активных окраинах континентов, в частности, Тихого океана, – одним из важнейших ее аспектов.

По современным представлениям, земная кора – это твердая верхняя оболочка Земли, ограниченная поверхностью суши или дном Мирового океана и геофизической границей – разделом Мохоровичича (Мохо), фиксируемым по возрастанию скорости сейсмических волн более 7.6–8.0 км/с.

Континентальная кора составляет 77% объема земной коры и 40% ее площади [Condie, 2005]; ее мощность варьирует от 30 до 70 км. В строении земной коры континентов по геофизическим данным принято выделять «гранитный» или гранитно-метаморфический, и «базальтовый» или гранулит-базитовый слои, разделенные поверхностью Конрада. По данным А.Б. Ронова и др. [1990], объем гранитно-метаморфического слоя составляет около 45% от объема континентальной коры, а по другим данным – только 25% [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Строение континентальной коры различается в разных ее сегментах (структурах): докембрийских щитах, платформах и складчатых поясах.

Докембрийские щиты – это стабильные области континентов, состоящие из докембрийских пород при отсутствии осадочной оболочки. В пределах щитов преобладают метаморфические и плутонические породы, а реконструируемые по ним *P*–*T*-условия указывают, что они были захоронены на глубинах от 5 до 40 км и более. Области щитов, в целом, имеют незначительный рельеф, и они оставались тектонически стабильными на протяжении длительного периода. Докембрийские щиты составляют около 11% общего объема континентальной коры [Condie, 2005]. Кристаллические породы, обнажающиеся на щитах, могут быть сопоставлены с гранитно-метаморфической облочкой и самой верхней частью гранулитбазитового слоя.

Платформы – это стабильные части коры, состоящие из дорифейского кристаллического фундамента, перекрытого относительно недеформированным осадочным чехлом мощностью от 1 до 5 км. Щиты вместе с докембрийским фундаментом платформ образуют кратоны. Платформы составляют большую часть объема и площади континентальной коры.

Щиты и платформы имеют примерно одинаковую мощность верхней и нижней частей коры. Различие в их средней мощности отражает наличие осадочного слоя на платформах. Мощность верхнекорового слоя варьирует от 10 до 25 км (сейсмические скорости 6.0–6.3 км/с), а нижнекорового – от 16 до 30 км (6.8– 7.0 км/с) [Condie, 2005].

Складчатые пояса (коллизионные орогены) позднего докембрия и фанерозоя представляют собой протяженные пояса (от нескольких тысяч до десятков тысяч километров) сложного строения. Они могут иметь аккреционное происхождение и представлять собой коллаж фрагментов различных палеоструктур, или же их формирование может быть связано с коллизией континентов. По данным А.Б. Ронова и др. [1990], в складчатых или орогенических поясах менее распространены на поверхности выходы пород кристаллического основания, а большая часть объема верхней коры сложена толщами в разной степени метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород. Мощность коры в коллизионных орогенах сильно варьирует от 30 км (докембрийские орогены) до 70 км (Гималаи); средняя мощность фанерозойских орогенов составляет около 46 км. Контраст сейсмических скоростей между нижней корой и верхней мантией обычно меньше в молодых орогенах (0.5-1.5 км/с), чем под платформами и щитами (1.0-2.0 км/с). В некоторых коллизионных орогенах Мохо не всегда представляет основание коры, так как мощные мафические корни орогена могут переходить в эклогит, сейсмические скорости в котором возрастают до мантийных значений [Griffin, O'Reilly, 1987]. Таким образом, различают два типа границы Мохо: сейсмическую (определяемую по скачку сейсмических скоростей) и петрологическую (определяемую по основанию эклогитовой нижней коры).

Активные континентальные окраины представляют собой зоны перехода океанконтинент, в которых выделяют переходный тип коры, где перемежаются блоки континентальной и океанической коры и островных дуг [Ронов и др., 1990]. Данные авторы считают, что переходный тип коры в целом аналогичен континентальной, т.е. имеет гранитнометаморфический слой, но его мощность выклинивается в сторону океана. Этот тип коры также похож на кору складчатых областей, но отличается тем, что в нем более слабо проявлены процессы внутрикорового плавления и гранитообразования [Туркина, 2008].

К. Конди [Condie, 2005] к структурам с переходным типом коры относит океанические плато, островные дуги, континентальные рифты и внутриконтинентальные бассейны. В контексте данной работы больший интерес представляют островодужные структуры.

Среди островных дуг принято различать внутриокеанические (энсиматические), и окраинно-континентальные (периферийноокеанические), развивающиеся на океанической и континентальной или переходного типа коре, соответственно [Классификация..., 1987; Condie, 2005 и др.]. Разрешающая способность сейсмических данных в островодужных системах часто недостаточна и существует значительная неопределенность в характере коровой структуры (наличии четкого двух- или трехчленного строения) [Condie, 2005]. Мощность коры в островных дугах варьирует от 5 км в дуге Малых Антил до 35 км – в Японской дуге, в среднем составляя около 22 км. Сейсмические скорости в мантии под островными дугами меняются от (8.0–8.2 км/с) до < 7.8 км/с. В некоторых островных дугах фиксируется промежуточный слой переменной мощности со скоростями 5.0–6.0 км/с.

Сейсмические профили через островные дуги достаточно сложные, например, через Алеутскую дугу Южной Аляски (рис. 1.1.1). Они включают отражающие горизонты, которые деформированы крутопадающими в сторону континента разломами, но трассируются под преддуговым бассейном и «ныряют» под континент. Четкий отражающий горизонт фиксируется в средней части коры и, по-видимому, является границей, вдоль которой деформированные океанические осадки погружаются под островную дугу.

Проблемы формирования и эволюции континентальной коры в целом и пост-архейской коры, в частности, до сих пор являются предметом многолетних дискуссий. Ниже кратко рассмотрим основные этапы развития взглядов на способы формирования пост-архейской континентальной коры, которые были предложены различными исследователями и их коллективами и обсуждаются в литературе. При этом необходимо отметить, что процесс формирование континентальной коры рассматривается во взаимодействии тектонических и магматических факторов [Тектоника ..., 1980; Rudnick, 1995; Соколов, 2003, a, б; Keleman, 2003; Lee et al., 2007 и др.].

В конце 70-х годов XX века в Геологическом институте РАН была разработана концепция стадийного формирования континентальной коры [Тектоника ..., 1980]. Были выделены следующие стадии развития земной коры: океаническая, переходная и континентальная. Первая характеризуется океаническим типом строения коры и палеогеографическими обстановками, свойственными современным океанам, вторая - переходным типом коры с локальным (островным) присутствием гранитно-метаморфического слоя и обстановками, свойственными современным краевым морям, островным дугам и глубоководным желобам, и третья - континентальным типом коры и повсеместным развитием гранитно-метаморфического слоя и обста-



Рис. 1.1.1. Сейсмический профиль через аккреционную призму и преддуговой бассейн Алеутской дуги вблизи о-ва Кодьяк, Южная Аляска. Модифицировано К. Конди по [Von Huene, Scholl, 1991]

R – рефлектор в средней части профиля

новками, характерными для современных материков. Таким образом, ясно, что гранитнометаморфический слой и континентальная кора начинают формироваться на переходной стадии развития коры. Формирование нового гранитно-метаморфического слоя происходит постепенно и неодновременно в разных тектонических зонах складчатых областей, при этом раньше всего он образуется в структурных зонах типа островных дуг.

Былитакжевыделены комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя. К прямым признакам относится массовое развитие среди геологических образований метаморфических и магматических комплексов гранитного состава. Косвенным признаком становления гранитно-метаморфического слоя является начало орогенной стадии развития, которое сопровождается образованием нижних моласс и синхронных с ними вулканических или вулкано-плутонических комплексов. В случае растущих островных дуг для последних характерны андезито-базальтовые, андезитодацитовые и дацито-липаритовые вулканические формации и комагматичная им габбродиорит-гранодиорит-гранитная плутоническая формация с известково-щелочным типом пород и преобладанием натрия над калием. В случае развития вулкано-плутонических поясов на краях фрагментов древней континентальной коры возрастает объем вулканических и интрузивных пород кислого состава, образуются контрастные комплексы, присутствуют в значительном количестве породы высоко-калиевой известковощелочной серии. В интрузивной фации появляются массивы граносиенит-гранитной и щелочно-гранитной палингенных формаций.

В результате авторами концепции стадийного формирования континентальной коры были сформулированы два основных способа ее формирования: автохтонный и аллохтонный [Тектоника ..., 1980]. Автохтонный способ подразумевает, что новый гранитнометаморфический слой формируется за счет метаморфизма и гранитизации комплексов горных пород океанической и переходной стадий, что невозможно без длительного, многократного скучивания (тектонического сдваивания, складчатости). Термин «автохтонный» указывает только на автохтонность вещества формирующейся коры. При аллохтонном способе формирования коры происходит тектоническое совмещение комплексов палеоокеанической структуры с комплексами более древней континентальной коры в результате надвигания палеоокеанической структуры на континентальные окраины или поддвигания последней под океаническую кору. В этом случае значительная роль в строении новой континентальной коры принадлежит древним метаморфитам, как правило, в той или иной степени ремобилизованным.

Главное следствие данной концепции – континентальная кора является продуктом преобразования коры океанической (симатической) [Тектоника ..., 1980].

С конца 60-х годов XX века получила широкое признание так называемая андезитовая (или субдукционная) модель формирования континентальной коры. Андезитовый состав континентальной коры и масштабные проявления андезитового вулканизма на конвергентных окраинах привели С.Р. Тейлора к идее формирования континентов в результате аккреции островных дуг андезитового состава [Taylor, 1967, 1977]. Андезитовая модель давала возможность объяснить происхождение больших объемов материала (не менее 0.5 км³ в год [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) со средним содержанием кремнезема около 60%, что соответствует среднему гранодиоритовому (андезитовому) составу континентальной коры. Подтверждением этой модели являлся и тот факт, что мультиэлементные спектры распределения континентальной коры и островодужных андезитов, нормированные по примитивной мантии, также имеют черты сходства, такие как обогащение крупноионными литофильными элементами и легкими лантаноидами, отрицательные аномалии Nb (Ta), Ti и положительная аномалия Pb, хотя концентрации элементов могут не совпадать (рис. 1.1.2) [Тэйлор, МакЛеннан, 1988; Rudnick, 1995; Туркина, 2008].

С.Р. Тейлор и С.М. Макленнан [1988] считали, что по андезитовой модели могло быть сформировано 25% постархейской континентальной коры, образовавшейся после рубежа 2.5 млрд лет. Однако они указывали на некоторые геохимические характеристики конти-

Рис. 1.1.2. Мультиэлементные спектры для континентальной коры, по данным разных авторов (*A*) и вулканитов островодужных комплексов и архейских ТТГ ассоциаций (*Б*). Составлено О.М. Туркиной [2008]

A: R&F – [Rudnick, Fountain, 1995], T&M – [Тейлор, МакЛеннан, 1988], W – [Wedepohl, 1995], W&T – [Weaver, Tarney, 1984]. Б: В – базальт Алеутской дуги [Jicha et al., 2004], Г – палеозойский андезит, средний состав [Condie, 1993], ТТГ – архейские ТТГ комплексы [Martin, 1994]



нентальной коры, которые нельзя объяснить с позиций этой модели. Так, наблюдаемые в островодужных породах содержания Ni и Cr не могут обеспечить при внутрикоровом плавлении концентраций этих элементов, установленных для верхней континентальной коры. Кроме того, рассчитанное по андезитовой модели содержание в коре теплопродуцирующих радиоактивных элементов слишком высоко и не согласуется с данными по коровой теплогенерации и тепловому потоку, а отношение Th/U, основанное на данных по андезитам внутриокеанических островных дуг, значительно ниже, чем в континентальной коре в целом.

Подсчет скорости прироста магматического материала с начала развития Идзу-Бонин-Марианской дуги привел авторов [Taira et al., 1998] к выводу, что 50% современного объема континентальной коры было создано за счет островодужного магматизма.

В конце XX-начале XXI века выяснилось, что средний состав интраокеанических островных дуг, при аккреции которых могла

быть сформирована континентальная кора, соответствует не андезиту, а базальту [Кау, Кау, 1986; Rudnick, 1995; Holbroock et al., 1999; Kelemen et al., 2003; Tatsumi, Stern, 2006; Lee et al., 2007; Туркина, 2008 и ссылки в них]. Это можно проиллюстрировать на примере Алеутской островной дуги [Fliedner, Klemperer, 2000; Holbroock et al., 1999]. Она сложена вулканитами, состав которых варьирует от базальтов до дацитов, редко встречаются риолиты, но вулканиты основного состава преобладают. Геофизическая, скоростная структура и, следовательно, состав Алеутской дуги отличается от таковых континента (рис. 1.1.3), несмотря на то, что максимальная мощность коры дуги составляет 25-30 км, а в западной части достигает 40 км. По сравнению со средней континентальной корой и корой, сложенной террейнами, аккретированными к Северной Америке (на примере Британской Колумбии), Алеутская дуга содержит большее количество мафического материала в нижней части коры, а в верхней – отсутствует слой со скоростями



Рис. 1.1.3. Скоростные параметры Алеутской островной дуги, по: [Holbroock et al., 1999] (А) и по: [Fliedner, Klemperer, 2000] (Б)

1 – средняя континентальная кора; 2 – кора террейнов Британской Колумбии; 3–6 – кора Алеутской островной дуги: 3 – обобщенная, 4 – преддуговая часть. 5 – от вулканического фронта до террейна Чугач, 6 – от задуговой части до террейна Пенинсула; 7, 8 – океаническая кора: 7 – с 5 км и 8 – с 9 км воды 6.1–6.4 км/с, характерный для континентов и аккретированных террейнов, и нет свидетельства существенного количества материала кислого состава в верхней коре дуги [Holbroock et al., 1999].

По данным авторов работ [Holbroock et al., 1999; Fliedner, Klemperer, 2000], состав коры Алеутской дуги следующий: 1) верхний вулканогенно-осадочный слой (мощность 7 км) представляет собой главным образом смесь базальтов и андезибазальтов (скорости 4.3-5.0 и 5.2-5.4 км/c); 2) средний слой (мощность 3-6 км) соответствует базальтам COX (скорости 6.5-6.8 км/с) и представляет собой, скорее всего, фрагмент плиты Кула; 3) нижняя кора (мощность 10-12 км) является остатком от плавления толеитовых магм (скорости 6.9-7.3 км/с). Мантийный клин со скоростями 7.4-8.1 км/с сложен ультраосновными кумулятами (пироксениты) вдоль границы Мохо и дунитами в более глубоких частях.

Эти же авторы [Holbroock et al., 1999; Fliedner, Klemperer, 2000] подчеркивают, что если островные дуги, подобные Алеутской, являются основной составной частью для построения континентальной коры, то их валовый коровый состав должен быть в значительной степени трансформирован в процессе аккреции дуги к континентальной окраине или после него. В случае Алеутской дуги необходимо создать слой кислого состава в верхней части ее коры и удалить часть мафического нижнекорового слоя, что может быть достигнуто за счет внутрикорового плавления и деламинации мафического/ультрамафического материала.

Перечисленные выше данные привели к пересмотру андезитовой модели и разработке дополнительных механизмов формирования континентальной коры. Необходимо, правда, отметить, что некоторые японские геологи считают, что петрологические и геофизические материалы по Идзу-Бонин-Марианской интраокеанической островной дуге позволяют предполагать наличие тоналитового слоя на среднем уровне ее коры, что противоречит ее среднему базальтовому составу [Suyehiro et al., 1996; Kawate, Arima, 1998] (подробнее см. ниже).

В работе [Туркина, 2008] отмечено, что субдукционный механизм остается одним из ведущих, но не единственным механизмом формирования континентальной коры и необходимо учитывать другие дополнительные механизмы корового роста. К ним относят: 1) внутриплитный континентальный магматизм и андерплейтинг базитовых расплавов вблизи коровомантийной границы; 2) аккрецию океанических плато и фрагментов океанической коры к континентальным окраинам; 3) поступление расплавов, образовавшихся при крайне малых степенях плавления мантийных перидотитов, что позволяет объяснить сильное обогащение континентальной коры несовместимыми элементами; 4) деламинацию и рециклинг в мантию эклогитизированной нижней коры, обогащенной реститовым и кумулятивным материалом; 5) «очистку» коры от MgO путем его выноса при выветривании коровых пород, осаждения в породах измененной океанической коры и последующего рециклинга в мантию при субдукции [Rudnick, 1995; Туркина, 2008 и др.].

С.-Т.А. Ли с соавторами [Lee et al., 2007] была предложена модель формирования континентальной коры для фанерозоя, которая рассматривает совокупность тектонических и петрологических процессов, происходящих на конвергентной окраине. Она во многом базируется на данных по батолитам Пенинсула Рэндж и Сьерра-Невада Северной Америки, которые представляют собой эродированные остатки мезозойских континентальных дуг, сформированных на краю Северо-Американского кратона в результате субдукции под него океанической плиты Фараллон. Батолит Пенинсула Рэндж формировался 125–85 млн лет назад, а батолит Сьерра-Невада – 120–89 млн лет назад.

Плутоны западной и восточной частей батолитов Пенинсула Рэндж и Сьерра-Невада различаются по составу и характеру субстрата. Восточные плутоны интрудируют палеозойскую Северо-Американскую континентальную окраину, а западные – мезозойские триасово-юрские островодужные комплексы, которые представляют собой фрагменты островных дуг, аккретировавших к окраине континента в поздней юре-раннем мелу. Граница между островодужными террейнами и окраиной континента выражена сутурой (рис. 1.1.4, А). В случае батолита Пенинсула Рэйндж сутура маркируется телами ультрамафитов, фрагментами осадочных пород задуговых бассейнов и рассланцеванием магматических тел. Для батолита Сьерра-Невада сутура выражена менее четко из-за большей степени эксгумации и эрозии магматических комплексов. Тем не менее, она хорошо прослеживается по изменению изотопных составов плутонов к западу и к востоку от нее.



Рис. 1.1.4. Схема расположения мезозойских батолитов Сьера-Невада и Пенинсула Рэйндж (*A*) и модель роста Американского континента за счет аккреции островных дуг и последующего окраинно-континентального магматизма в мезозое (*Б*), по: [Lee et al., 2007]

 $A. 1 - {}^{87}\text{Sr}_{i} = 0.706$ или тектоническая сутура; 2 - местонахождение ксенолитов Биг-Крик; E-1-E-4 - пояснения см. в тексте

В состав плутонов западной части батолита Пенинсула Рэйндж входят габбро, диориты, тоналиты и монцограниты, образуя, таким образом, непрерывный тренд дифференциации от габбро до гранитов (50–75% SiO₂). Породы характеризуются низкими Gd/Yb отношениями и отчетливой отрицательной Eu-аномалией на спектрах распределения РЗЭ. Такие характеристики, по мнению авторов [Lee et al., 2007], предполагают, что гранат не был вовлечен в процесс дифференциации, а имело место фракционирование плагиоклаза. Низкие и равномерные ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в породах западной части батолита предполагают, что весь тренд дифференциации образовался при фракционировании в закрытой системе.

Однако авторы предполагают, что более вероятна дифференциация в открытой системе, где ювенильные магмы ассимилировали ранее образованную кору, например, кору аккретированного островодужного террейна Ализитос [Johnson et al., 1999]. Последняя была ненамного древнее, чем сами плутоны, т.е. время между образованием островной дуги, ее аккрецией и последующим окраинно-континентальным магматизмом было очень коротким, чтобы произошла изотопная эволюция стронция. Западные плутоны имеют также мантийные изотопные метки кислорода.

В восточной части батолита Пенинсула Рэйндж преобладают тоналиты и монцограниты, а габбро и диориты очень редки. При одинаковом содержании SiO₂ в породах восточной части содержания магния ниже и содержания алюминия выше, чем в породах западной части. Для пород восточной части характерны более высокие Gd/Yb, Sr/Y отношения и более низкие содержания Ү, менее отчетливая отрицательная Еи-аномалия на спектрах распределения РЗЭ, чем для пород западной части. Высокие Gd/Yb и Sr/Y отношения требуют участия граната в генезисе пород и начальных условий дифференциации на более глубинных уровнях. Поскольку небольшая отрицательная Еи-аномалия все-таки присутствует, то плагиоклаз тоже был вовлечен в процесс дифференциации, т.е. она начиналась на более глубинных уровнях, а заканчивалась на менее глубинных. Более высокие величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений и больший разброс в значениях, чем в породах западной части батолита, подразумевает ассимиляцию и переплавление древней ранее существующей коры в генезисе пород восточной части батолита. Таким образом, доказывается, что плутоны восточной части батолита Пенинсула Рэйндж интрудировали древнюю окраину Северо-Американского континента.

Породы, которые являются кумулятами или реститами при образовании гранитоидов западной и восточной частей батолитов, также различаются. В западных частях обоих батолитов (Пенинсула Рэйндж и Сьерра-Невада) присутствуют оливиновые габбро, которые сопоставляются с оливин-плагиоклаз-авгитовыми кумулятами океанических островных дуг. Для восточных частей батолитов в качестве кумулятов или реститов предполагаются гранатовые пироксениты. Они наблюдаются только в ксенолитах миоценовых щелочных базальтов Сьерра-Невада к востоку от сутуры [Ducea, Saleeby, 1996, 1998; Ducea, 2002]. Гранатовые пироксениты имеют изотопные метки неодима, сходные с таковыми гранитоидных плутонов батолита Сьерра-Невада, что подтверждает генетическую связь между ними.

В целом генерализованная модель формирования континентальной коры на примере Кордильерских батолитов представляется авторами работы [Lee et al., 2007] в следующем виде. В триас-юрское время островная дуга формировалась вдоль побережья Северной Америки после начала субдукции плиты Фараллон (рис. 1.1.4, *Б-1*). Характер осадков задугового бассейна, имеющих черты сноса с Северо-Американского континента, предполагает, что дуга была периферийная («fringing» [Busby, 2004]), т.е. располагалась недалеко от окраины континента. Плита Фараллон в месте погружения в желоб имела «древний» возраст и была холодной, поэтому происходил откат зоны субдукции, и имело место растяжение в висячем крыле. Однако с течением времени к зоне субдукции подходила кора все более молодого возраста, и скорость отката зоны субдукции замедлялась.

В поздней юре-раннем мелу закрывается задуговой бассейн и дуга аккретируется к континенту (рис. 1.1.4, Б-2). При дальнейшем омоложении возраста плиты Фараллон, субдуцирующей под окраину континента в раннем мелу, происходит новый подъем мантийных магм, которые интрудируют аккретированные комплексы и инициируют континентальную стадию развития субдукции дуги Фараллон под Северо-Американский континент. Очень равномерный состав Sr и Nd в плутонах западной части батолита Пенинсула Рэйндж свидетельствует, что формирование периферийной островной дуги, ее аккреция и последующее внедрение позднемеловых плутонов окраинно-континентальной дуги были тесно сближены во времени.

Выполаживание зоны субдукции в среднепозднемеловое время сдвинуло фокус магматизма на восток и привело к режиму сжатия (рис. 1.1.4, *Б-3*). Все это привело к образованию позднемеловых сшивающих интрузий, прорывающих сутуру и ранее существующую Северо-Американскую литосферу.

Авторы работы [Lee et al., 2007] считают, что кора, образованная в результате перечисленных процессов (формирование островной дуги, аккреция дуги, формирование окраинноконтинентальной дуги) начинает приобретать черты континентальной после аккреции дуги, т.е. на окраинно-континентальной стадии.

В процессе субдукции водные базальтовые магмы, полученные при частичном плавлении гидратированного мантийного клина поднимаются сквозь вышележащую литосферу и кору, постепенно кристаллизуясь. Эти магмы дают источник тепла для плавления ранее существовавшей нижней коры или более ранних водосодержащих базальтов, в качестве андерплей-

тинга подслаивающих кору. Магмы, которые дают вклад в валовый состав континентальной коры, являются смесью глубоко фракционирующих мантийных магм с гранитными расплавами, полученными от плавления ранее существующей коры на менее глубинных уровнях. Магмы, которые поднимаются сквозь более мощную литосферу (восточные части батолитов Пенинсула Рэйндж и Сьерра-Невада, рис. 1.1.5) оставляют в качестве реститов и кумулятов мощную колонну мафических пород, включая гранатовые пироксениты (~70 км для батолита Сьерра-Невада), в нижней коре, а отделяющиеся кислые расплавы поступают в верхнюю кору. Магмы, поднимающиеся сквозь менее мощную кору, состоящую из аккретированных террейнов (западная часть батолита Пенинсула Рэйндж) не образуют таких мощных колонн дифференциации, они подстилают дугу и образуют кумуляты в виде оливиновых габбро, кислые дифференциаты также поступают в более верхние горизонты коры.

Для того чтобы создавшийся за счет аккреционных и петрологических процессов разрез коры имел состав, аналогичный составу континентальной коры, необходим механизм, позволяющий отделить ее нижние, наиболее мафические части. Авторы [Lee et al., 2007] предполагают, что этим механизмом является деламинация гранатовых пироксенитов (рис.1.1.4*Б*-4). Это подтверждается следующими фактами: гранатовые пироксениты отсутствуют в качестве ксенолитов в плиоценовых и четвертичных вулканитах в районе батолита Сьерра-Невада; сейсмически не диагностируется коровый «корень» и фиксируются низкие сейсмические скорости вблизи границы Мохо.

В заключении авторы [Lee et al., 2007] отмечают, что средний состав западной и восточной частей батолитов Пенинсула Рэйндж и Сьерра-Невада сходен с составом верхней континентальной коры Земли в отношении преобладания литофильных элементов над высокозарядными (рис. 1.1.6). Сравнение по другим



Рис. 1.1.5. Различное строение коры для западной и восточной частей батолитов Сьерра-Невада и Пенинсула Рэйндж (*A*) и предполагаемый разрез литосферы района батолита Сьерра-Невада (*Б*), по: [Ducea, Saleeby, 1998; Lee et al., 2007]





1—4 состав гранитоидов: *1* — западной части, *2* — восточной части, *3* — континентальной коры, *4* — верхней континентальной коры; *5* — состав пород западной и восточной частей соответственно

элементам показывает, что западная часть батолита Пенинсула Рэйндж имеет меньшие содержания кремнезема и калия, легких РЗЭ, меньше отношение легких РЗЭ к тяжелым РЗЭ и более глубокую отрицательную Eu-аномалию, чем верхняя континентальная кора. Состав восточной части батолита Пенинсула Рэйндж и верхней континентальной коры хорошо сопоставим в пределах ошибки, что дает авторам возможность предположить, что значительная часть континентов была сформирована таким же образом, как в Кордильерских дугах [Lee et al., 2007].

Небольшие различия в некоторых элементах предполагают, по мнению этих авторов, что другие корообразующие процессы, такие, например, как внутриплитный магматизм, также необходимы для объяснения процесса формирования континентальной коры во всей его полноте. Тем не менее, «Кордильерский» вариант дает основу для будущих построений.

Необходимо отметить, что сочетание процессов аккреции интраокеанической дуги Ализитос и проявлений гранитоидного магматизма на разных стадиях развития конвергентной окраины было отмечено и в более ранней работе для южной мексиканской части батолита Пенинсула Рэйндж [Johnson et al., 1999]. Авторы реконструировали фрагменты трех магматических комплексов (рис. 1.1.7). Первый комплекс сформировался на континентальной окраине Северной Америки и представлен пластовыми телами и плутонами гранитоидов раннемелового возраста (135-127 млн лет). Второй комплекс связан с интраокеанической дугой Ализитос и включает кольцевые интрузии габбро, «розовых» тоналитов, гранодиоритов (115-103 млн лет). Для интрузий характерны мантийные Sr и Nd изотопные метки – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ≤0.7040 и ε_{мd}≥+3.7.

По данным С. Джонсона и др. [Johnson et al., 1999], бассейн, разделяющий интраокеаническую дугу Ализитос и окраину континента, закрылся в интервале 115–108 млн лет, что при-

вело к коллизии дуга-континент (см. рис. 1.1.7) По более поздним данным [Johnson et al., 2002] коллизия произошла 110 млн лет назад. Она привела к утолщению коры и внедрению сшивающих интрузий «белых» тоналитов (плутон Сьерра Сан Педро Мартир), в подчиненном количестве (4-5%) присутствуют породы основного, среднего состава, а также гранодиориты, граниты. В источнике магм присутствуют океанические комплексы и континентальная кора. Возраст наиболее ранних тоналитов составляет 108±1.8 млн лет [Johnson et al., 1999], а в целом внедрение интрузий происходило в течение 4.4 млн лет по данным SHRIMP-датирования [Johnson et al., 2002]. Биотит-роговообманковые сшивающие тоналиты являются высокоглиноземистыми образованиями и сформировались в результате смешения продуктов фракционирования андезитовой магмы с порциями расплава, образовавшегося при плавлении гранатовых амфиболитов [Tate et al., 1999; Tate, Johnson, 2000] по разным данным при давлениях 7-10 кбар [Tate, Johnson, 2000] или на глубинах около 18 км [Johnson et al., 2002].

Необходимо подчеркнуть, что в данной модели [Johnson et al., 1999] важная роль в фор-



Рис. 1.1.7. Геодинамические профили для энсиматической дуги Ализитос и окраины Северо-Американского континента, по: [Johnson et al., 1999]

мировании континентальной коры на конвергентной окраине Северной Америки отводится тектоническому фактору, а именно, аккреции энсиматических островных дуг. На примере же позднемеловой–раннепалеогеновой магматической дуги Северного Чили было показано, что донеогеновая континентальная кора Анд была создана за счет тектонического (горизонтальное укорочение в направлении, ортогональном дуге, одновременно с правосдвиговыми движениями, параллельными дуге) и магматического (андерплейтинг базальтового материала) факторов в соотношении 2:1 [Haschke, Gunter, 2003].

Баланс роста и деструкции мезозойскокайнозойской континентальной коры детально рассмотрен в работе Р.Дж. Стерна и Д.В. Шолла [Stern, Scholl, 2010]. Вслед за многими другими исследователями авторы считают, что континентальная кора формируется в настоящее время и в прошлом за счет магматизма в зонах субдукции. Таким путем образуется ювенильная (интраокеаническая) островодужная кора, такая как в Идзу-Бонин-Марианской дуге¹ или создается магматическая добавка к ранее существующей континентальной коре, например, вариант андийской окраины. Ювенильная кора экстрагируется из мантии в виде мафической (базальтовой или бонинитовой) магмы и в дальнейшем должна быть преобразована за счет анатектического переплавления и деламинации для того, чтобы получился андезитовый валовый состав континентальной коры.

Р.Дж. Стерн и Д.В. Шолл [Stern, Scholl, 2010] считают, что независимо от тектонической обстановки формирование континентальной коры должно быть двухстадийным: 1) плавление мантии, генерация базальтов и образование мафической коры; 2) дальнейшее преобразование первичной мафической коры в гранитную и реститовый материал. Последнее достигается в результате образования магмы кислого состава из материала ювенильной коры через анатексис амфиболитов и фракционную кристаллизацию мафической магмы (рис. 1.1.8). Большая часть базальтовой магмы кристаллизуется как обогащенный пироксеном материал вблизи Мохо. Ювенильная кора содержит также значительную примесь магматических пород, у которых более высокое содержание кремнезема, чем в базальте, таких как бонинит, высоко-магнезиальный андезит (Kelemen, 1995) и адакит (Defant, Drummond, 1990).

Р.Дж. Стерн и Д.В. Шолл (Stern, Scholl, 2010) считают, что прирост континентальной коры также может осуществляться при образовании рифтогенных окраин при распаде континентов, что сопровождается излияниями мощных серий мафических лав на границе континент–океан. Созданная таким образом мафическая кора требует соответствующей переработки в континентальную по той же схеме, приведенной на рис. 1.1.8. Новая континентальная кора может также образовываться за счет магматической активности в горячих точках. Здесь доминируют толеитовые базальты, которые добавляются к коре в



Рис. 1.1.8. Формирование и трансформация ювенильной островодужной коры, например, как в Изу-Бонин-Марианской дуге (модель эволюции, по: [Tatsumi et al., 2008]. Пояснения в тексте).

¹Детально см. в разделе 2.6

виде андерплейтинга или внедряются в нее. Этот мафический материал также может быть преобразован за счет анатексиса и фракционирования с получением кислых расплавов и деламинации реститового материала. Рост ювенильной коры осуществляется и за счет аккреции океанических плато к островным дугам или континенту, например, как это происходит в случае столкновения плато Онтонг-Джава и дуги Соломоновых островов (Mann, Taira, 2004).

В итоге авторами [Stern, Scholl, 2010] было показано, что либо скорости процессов роста и деструкции коры были равны (3.2 км³/год), либо был уничтожен несколько больший объем коры, чем создан (рис. 1.1.9). Эта неопределенность возникает из-за невозможности установить точно, какое количество корового материала теряется на глубине при коллизионных процессах или нижнекоровой деламинации.

1.2. Классификации и модели происхождения гранитоидов

В настоящее время существует большое количество классификаций гранитоидов,

основанных на совокупности различного количества признаков: структурных, петрографических, петро-геохимических, минералогических, изотопных и др. Достаточно подробное описание различных типов гранитоидов приведено в работах [Таусон, 1977; Кузьмин, 1985; Богатиков и др., 1986; Классификация..., 1987; Хаин, 2003; Интерпретация..., 2001; Розен, 2001; Розен, Федоровский, 2001].

Тем не менее автор считает необходимым кратко рассмотреть основные типы классификаций гранитоидов для того чтобы: 1) сопоставить рассматриваемые в работе гранитоидные комплексы с общей систематикой гранитов, 2) обосновать выделение самостоятельного типа гранитоидов в случае выявления ряда их отличительных особенностей от существующих типов; 3) определить комплекс признаков, позволяющий связывать процесс формирования гранитоидов с той или иной геодинамической обстановкой; 4) выявить взаимосвязи различных типов гранитоидного магматизма с определенными геодинамическими обстановками; 5) показать, какие новые критерии применимо-



Рис. 1.1.9. Схема формирования и деструкции континентальной коры в настоящее время, по: [Stern, Scholl, 2010]

Оценки скоростей деструкции континентальной коры более приблизительные, чем оценки скорости ее роста. Максимальный прирост коры составляет приблизительно 3.2 км³ в год сти тех или иных классификаций установлены за последние годы.

Хорошо известна так называемая «алфавитная» классификация гранитоидов, включающая I-, S-, A-, и М-типы. Первоначальное разделение гранитов на I- и S-типы было предложено Б. Чэппелом и А. Уайтом в 1974 г. на примере гранитоидов пояса Лэхлейн Юго-Восточной Австралии. В табл. 1.2.1 приведены характеристики, которые озволили авторам [Chappell, White, 1974] выявить существенные различия этих двух типов гранитов.

Граниты S-типа – это преимущественно нормальные и субщелочные натрий-калиевые граниты и лейкограниты, они являются пералюминиевыми (индекс насыщения глиноземом ASI=Al/(Ca + Na + K) >1.1, молекулярные количества) и содержат нормативный корунд, богатые алюминием биотит, мусковит, турмалин, кордиерит, гранат; они обеднены CaO, Na₂O относительно I-типа гранитов.

К гранитам І-типа относят кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиориты, редко – лейкограниты. Они являются металюминиевыми, в качестве мафического минерала содержат роговую обманку, ASI < 1.1.

Граниты I- и S-типа отличаются и составом включений: первые содержат меланократовые включения с роговой обманкой, вторые – метаосадочные породы [Chappell, White, 1992; Enclaves..., 1991; Chen et al., 1991; Didier, Barbarin, 1991]. Таким образом, Б. Чэппел и Э. Уайт пришли к выводу, что І- и S-граниты различаются по характеру субстрата, из которого они выплавлялись: в первом случае он магматический (igneous), во втором – седиментогенный (sedimentary). Разными для І- и S-типов гранитов являются и первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, составляющие ≤ 0.708 для первых и ≥ 0.708 – для вторых [Богатиков и др., 1986]. В последующих работах [Сhappell, White, 1983, 1992; Chappell, 1999] Б. Чэппел и А. Уайт дали более детальные оценки составов І- и S-типов гранитов, а также показали различия обоих типов гранитов по степени фракционирования в зависимости от содержания Rb (табл. 1.2.2).

О.А. Богатиков, В.И. Коваленко и И.Д. Рябчиков [1986] предложили различать мантийные и коровые гранитоиды, в целом сопоставимые с I- и S-типами гранитов соответственно. Однако авторами была дана более детальная на тот момент характеристика мантийных и коровых гранитоидов, по сравнению с I- и S-гранитами Б. Чэппела и А. Уайта [Chappell, White, 1974], включающая изотопные данные.

Среди І-типа гранитов в настоящее время можно выделить два подтипа [Розен, Федоровский, 2001]. Подтип Іа – это гранитоиды, ассоциирующие с габбро, диоритами и вулканитами. Их образование связывают с процессом кристаллизационной дифференциации островодужных базальтовых расплавов [Rogers,

I-тип	S-тип		
Относительно выс. Na ₂ O, в кислых разновидностях >3.2%, в основных - >2.2%	Относительно низ. Na ₂ O, <3.2% в разновидностях с K ₂ O 5%, <2.2% - K ₂ O 2%		
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO)<1.1	Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO)>1.1		
CIPW. Di или <1% корунд	>1% СІРШ корунд		
Широкий спектр составов от основных до кислых	Относительно ограниченные составы высококремнеземистых пород		
Правильные ковариации элемен- тов внутри плутонов, линейный тип диаграмм	Более сложные вариации		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr=0.704-0.706	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr>-0.708		

Таблица 1.2.1. Сравнительная характеристика гранитов І-и S-типов, по: [Chappell, White, 1974]

	Составы І- и S-типов гранитов						
Оксид, Генеральные Ср			Средние по степени фракционирования в зависимости от содержаний Rb, г/т			А-тип	
элемент			I-	ТИП	S-1	ГИП	
	1-тип	5-тип	200-250*	>300**	200-250*	>300**	
n	1074	704	131	64	160	119	43
SiO ₂	69.50	70.91	72.90	76.17	71.58	74.40	73.47
TiO ₂	0.41	0.44	0.30	0.10	0.42	0.16	0.30
Al ₂ O ₃	14.21	14.00	13.48	12.51	13.83	13.50	12.88
Fe ₂ O ₃	1.01	0.52	0.54	0.32	0.45	0.28	0.90
FeO	2.22	2.59	1.47	0.71	2.38	1.14	1.63
MnO	0.7	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06
MgO	1.38	1.24	0.66	0.12	1.02	0.27	0.30
CaO	3.07	1.88	1.63	0.61	1.74	0.67	1.06
Na ₂ O	3.16	2.51	3.27	3.37	2.57	3.06	3.50
K ₂ O	3.48	4.09	4.42	4.92	4.33	4.84	4.62
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.09	0.02	0.14	0.18	0.07
Ba	519	440	488	99	512	150	547
Rb	164	245	219	424	221	475	188
Sr	235	112	147	31	114	43	96
Pb	19	27	29	35	28	25	27
Th	20	19	25	47	19	17	24
U	5	5	6	16	4	11	5
Zr	150	157	151	116	168	92	322
Nb	11	13	14	21	12	19	26
Y	32	32	38	75	34	28	71
La	31	27	35	35	28	16	55
Ce	66	61	74	79	63	37	130
Sc	13	11	8	6	10	5	11
V	57	49	25	3	41	7	9
Cr	20	30	10	<1	23	7	2
Со	10	10	6	3	9	4	3
Ni	8	11	5	<1	10	2	2
Cu	9	9	6	2	7	3	5
Zn	48	59	38	29	53	46	95
Ga	16	18	16	19	17	21	22
Sn	6	10	7	13	8	23	8
nCor	н.о.	н.о.	0.57	0.58	2.09	2.44	0.36

Таблица 1.2.2. Гранитоиды I- и S-типов: средние составы в генотипической местности (складчатый пояс Лэхлейн, Австралия), по: [Chappell, White, 1992]; петрогенные элементы в масс.%, элементы-примеси – в г/т

Примечание. Символы фракционирования: * – не фракционированные, ** – фракционированные граниты, nCor – содержание нормативного (CIPW) корунда, н.о. – данные не приведены

Greenberg, 1990]. Гранитоиды подтипа Ib – это продукты плавления вулканогенно-осадочного субстрата, например, гранодиориты, образовавшиеся при плавлении граувакк аккреционной призмы [Barker et al., 1992].

Надо отметить, что типичные граниты S-типа приурочены к коллизионным обстановкам. Наиболее изученным объектом являются миоценовые лейкограниты Гималаев, на примере которых разрабатываются модели гранитообразования в коллизионных системах, где происходит взаимодействие двух континентальных плит [Владимиров и др., 2003; Розен, Федоровский, 2001; Розен, 2005; Розен и др., 2008; Туркина и др., 2005; Enclaves..., 1991; Le Fort et al., 1987; Harris et al., 1986; Sylvester, 1998; Patino Douce, Harris, 1998; Searle, 1999; Prince et al., 2001 и др.].

Гималайский коллизионный ороген относится к типу орогенов «высоких давлений» и характеризуется аномальным утолщением коры (70 км), малым до умеренного объемом гранитоидов и низкими температурами плавления гранитных расплавов [Туркина и др., 2005; Sylvester, 1998]. Коллизионные гранитоиды Высоких Гималаев имеют миоценовый (24-17 млн лет) возраст и представлены двуслюдяными и мусковитовыми, турмалин-содержащими лейкогранитами. Петрографические (высокая кремнеземистость (>67% SiO₂), наличие глиноземистых минералов и нормативного корунда), петрохимические (индекс глиноземистости ≥ 1.1; высокое значение отношения Al₂O₂/TiO₂) и изотопные (отношение 87 Sr/ 86 Sr >0.708, ε_{Nd} < - 2 и $\delta^{18}O>+9.5$) характеристики позволяют относить их к типичным гранитам S-типа по [Chappell, White, 1979, 1992].

Их происхождение обычно связывают с плавлением метапелитового протолита либо в условиях дегидратации слюд (T = 750–800°C), либо в условиях привноса водного флюида (T = 650°C) [Розен, Федоровский, 2001; Sylvester, 1998; Searle, 1999; Prince et al., 2001 и др.]. Сопоставление природных гранитов S-типа с составами, полученными в экспериментальных условиях, показывает, что геохимическое разнообразие гранитов S-типа определяется добавкой граната в расплав, образованный при плавлении метаосадочного протолита [Stevens et al., 2007].

Причиной появления гранитоидов в коллизионной обстановке являются разогрев вследствие термальной релаксации в утолщенной коре в ходе адиабатической (изотермальной) декомпрессии [Розен, Федоровский, 2001; Розен, 2005; Patino Douce, Harris, 1998; Sylvester, 1998]. Некоторые авторы считают, что разогрев в результате вязкого сдвига в зоне коллизии также может привести к формированию лейкогранитных расплавов [Abdel-Rahman, 2001; Nabelek et al., 2001]. Отмечается, что выплавление гранитной магмы и ее внедрение на среднекоровых уровнях происходят по разным данным через 25 млн лет после начала коллизии [Владимиров и др., 2003; Розен, Федоровский, 2001; Розен, 2005] (рис. 1.2.1) или через 10 млн лет после того, как коллизионные деформации завершились [Patino Douce, Harris, 1998] (рис. 1.2.2).

В работах [Patino Douce, Harris, 1998; Розен, Федоровский, 2001] отмечается, что помимо собственно синколлизионных S-гранитов Высоких Гималаев выделяются также лейкограниты Мугу и мусковитовые граниты Мустанг Тибетских Гималаев, входящие в состав метаморфических гранито-гнейсовых куполов [Hurtado, Hodges, 2000] и образованные 18–12 млн лет назад, уже на более поздних стадиях развития коллизионной системы, а также лейкограниты из миоценовых монцогранитных плутонов Балторо и Хунц, входящих в состав батолита Каракорум; которые образовались при кристаллизационной дифференциации монцогранитной магмы, выплавленной из нижнекорового источника [Searle, 1999].

При коллизии дуга-континент также могут образовываться граниты S-типа [Patino Douce et al., 1990; Johnson et al., 1999; Abdel-Rahman, 2001], но от классических гранитов гималайского S-типа они отличаются. Так, А.Е. Патино Дусе [Patino Douce, 1999] для Внутренних Кордильер (Cordilleran Interiror) выделяет высокоглиноземистые граниты и риолиты, включая S-тип гранитов, которые не являются чисто коровыми образованиями: в их происхождении в значительной степени участвует базальтовый материал. На состав гранитов, по его мнению, влияет состав корового источника и давление, при котором происходили выплавки. Низкое давление и метапелитовый коровый компонент приводили к образованию S-гранитов; граувакковый протолит и высокое давление – к образованию высокоглиноземистых гранитов Внутренних Кордильер (Cordilleran Interiror peraluminous granites).

Геотектонические аспекты коллизионного и постколлизионного гранитоидного магматизма и Sr-Nd характеристики гранитоидных комплексов (рис. 1.2.3), в том числе в различ-



Рис. 1.2.1. Принципиальная схема гранитного процесса в коллизионных системах, по [Розен, Федоровский, 2001]



Рис. 1.2.2. Пространственно-временная эволюция утолщенной коры и анатексиса в коллизионной системе, по: [Patino Douce et al., 1990]

1 – мигматиты; 2 – гранитная магма

ных вариантах столкновения дуга-континент, дуга-дуга, дуга-микроконтинент, рассмотрены в работах В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка [Коваленко и др., 1996, 2002, 2003] и А.Г. Владимирова с соавторами [2003] на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Альтернативная синколлизионной модели происхождения гранитов S-типа была недавно предложена В.Дж. Коллинзом и С.В. Ричардсом [Collins, 2002; Collins, Richards, 2008] на примере различных орогенов Циркум-Пацифика. Их модель предполагает чередование во времени на активной окраине Пацифики этапов отката желоба, растяжения, формирования задугового бассейна, заполняемого турбидитами, и этапов пологой субдукции и скучивания коры (рис. 1.2.4). Происхождение S-гранитов в островодужных условиях В.Дж. Коллинз и С.В. Ричардс [Collins, Richards, 2008] связывают с переплавлением осадочного материала под действием надсубдукционных мафических магм. На завершающих этапах развития островодужной системы вновь срабатывает механизм отката желоба, кора на месте ранее существовавшего задугового бассейна утоняется, количество осадочного материала, подвергающегося плавлению, уменьшается, и S-граниты сменяются во времени гранитами I-типа. На примере Тасманид Австралии авторы выделяют еще постколлизионные S-граниты, модели происхождения которых неоднозначны; для объяснения их происхождения привлекают модели интраконтинентального рифтинга, завершающих этапов «двусторонней» субдукции, отрыва слэба [Collins, Richards, 2008].

А-тип гранитов был выделен М.С. Луазелем и Д.Р. Уонсом в 1979 г. [Loiselle, Wones, 1979]. Буква «А» в названии этого типа гранитов появилась потому, что они являются анарогенными (anarogenic) по тектонической позиции, безводными (anhydrous) и щелочными (alkaline) по составу.

Было показано, что по составу они варьируют от кварцевых сиенитов до щелочных гранитов. Граниты А-типа часто образуют кольцевые плутоны. Они характеризуются высокими содержаниями суммы щелочей, высоким отношением FeO*/MgO; низкими содержаниями Al₂O₃, CaO,



Рис.1.2.3. Классификация коллизионных и постколлизионных процессов, по: [Владимиров и др., 2003]



Рис. 1.2.4. Модель формирования гранитов S-типа в Циркум-Пацифике, по [Collins, Richards, 2008]

4. Откат желоба вызывает отступление дуги и образование задугового бассейна, который заполняется турбидитами. Подход к зоне субдукции аномально плавучей коры приводит к пологой субдукции и кратковременному коровому утолщению. Б. При субдукции аномальной коры откат желоба и островодужный магматизм возобновляются и утолщенная кора задугового бассейна плавится с образованием гранитов S-гипа. В. Начало образования ассоциации граниты S-гипа – внешняя энсиматическая дуга – задуговой бассейн, которая полностью развивается на стадии Г. Цифры в кружках на Г: 1 – граниты S-типа и комплексы выс.Т-низ.Р, 2 – внешняя дуга, 3 – задуговой бассейн, ОД – остаточная дуга, ВФ – вулканический фронт

I – задуговой бассейн; 2 – основание дуги; 3 – древняя аккреционная призма; 4 – базальтовый андерплейтинг (гранулитовый метаморфизм); 5 – гранулитовый геррейн; 6 – литосфера; 7 – плавление слэба; 8 – декомпрессионное плавление; 9 – поток в мантийном клине MgO; обогащены Ga, Zr, Nb, Y, Zn, P3Э (за исключением Eu); обеднены Sr, Sc, V, Eu; для них типично высокое содержание галогенов, особенно фтора [Eby, 1990; Интерпертация..., 2001] см. табл. 1.2.2. Особенностью минералогии является присутствие биотита с высоким содержанием аннитового минала, во многих случаях щелочных амфиболов и изредка натриевых пироксенов.

В дальнейшем многие авторы занимались изучением анарогенных гранитов [Bonin, 1990, 2007, 2008; Eby, 1990; Rogers, Greenberg, 1990; Коваленко и др., 2001 и др.]. Несмотря на это, природа гранитов А-типа остается дискуссионной. В качестве источников гранитов А-типа предлагаются: а) мафические тоналиты нижней коры [Harris, Marriner, 1980; Sylvester, 1989], б) тоналиты или гранодиориты [Anderson, 1983; Сreaser et al., 1991], в) гранулиты [Colins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987], г) смешение мафических и сиалических магм [Creaser et al., 1991], д) фракционирование базальтового расплава [Loiselle, Wones, 1979].

Б. Бонин [Bonin, 2008] считает, что граниты А-типа – производные мантийных переходных от щелочных мафических до среднего состава магм, так как в экспериментах по плавлению корового материала не образуются жидкости состава А-гранитов и в мигматитовых террейнах отсутствует лейкосома соответствующего состава. Р.Мартин [Martin, 2006] рассматривает происхождение А-гранитов в тесной связи с нефелиновыми сиенитами и карбонатитами и объясняет его воздействием (дегазацией) мантийными флюидами на нижнекоровый субстрат и его дальнейшим плавлением (рис. 1.2.5)

Для выплавления гранитов А-типа требуются температуры 900–1000°С и давление 6–8 кбар (глубины 20–30 км) [Сгеаser et al., 1991], что предполагает плавление в нижнекоровых условиях. Необходимый разогрев в основании коры может осуществляться над головой плюма при базальтовом андерплейтинге или при растяжении и утонении коры [Розен и др., 2008; Bonin, 2008] (рис. 1.2.6)

Перечисленные выше петро-геохимические характеристики гранитов А-типа позволяют четко отделять их от гранитов I- и S-типов на диаграммах FeO*/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y), (K₂O+Na₂O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Y), Zr-10⁴*Ga/Al (рис. 1.2.7*A-B*)



Рис. 1.2.5. Схематичный разрез зоны активного рифтинга в континентальной обстановке, по: [Martin, 2006] 1 – богатая карбонатитами зона; 2 – зона метасоматоза; 3 – частичное плавление; 4 – миграция флюида. Ph – фонолиты, SG – сиениты, граниты, N – нефелиниты, С – карбонатиты



Рис. 1.2.6. Структурные уровни гранитного магматизма А-типа, по: [Bonin, 2008]

Г. Эби [Eby, 1990, 1992] по условиям образования выделил две группы гранитоидов А-типа (рис. 1.2.7*Г*).

Группа A₁ – это гранитоиды внутриокеанических вулканических островов (Вознесения, Реюньон, острова Зеленого мыса, Кергелен) и континентальных рифтов (грабен Осло, Восточно-Африканская рифтовая система и др.). Г. Эби рассматривает граниты этой группы как продукты дифференциации мантийной щелочно-базальтовой магмы. В случае континентальных рифтов они могут быть контаминированы материалом континентальной коры.

Группа A₂ – это внутриплитные плутоны, не связанные непосредственно с рифтогенезом и приуроченные, по-видимому, к горячим точкам (например, граниты плато Джос в Нигерии). Происхождение гранитоидов этой группы трактуется как результат повторного плавления континентальной коры под влиянием подъема базальтовой магмы из астеносферы. Магма может оказать просто тепловое воздействие, либо образовать интрузивное тело мегасилла в основании коры, либо внедриться в кору и составить нижнюю часть бимодального лополита, что наблюдается на примере стратиформных интрузий нижнего протерозоя типа Бушвельда или плутонов габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви типа Украинского щита. К этому же типу относятся граниты-рапакиви, детальнейшим образом рассмотренные в монографии А.М. Ларина «Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы» [2011].

В дальнейшем в работах многих авторов, было показано, что на заключительных стадиях коллизионного процесса могут внедрять-



Рис. 1.2.7. Диаграммы FeO*/MgO-(Zr + Nb + Ce + Y) (*A*), (K₂O + Na₂O)/CaO-(Zr + Nb + Ce + Y) (*B*), Zr-10^{4*}Ga/Al (*B*), Y-Nb-Ce (*Г*) для дискриминации гранитов А-типа, по: [Whalen et al., 1987; Eby, 1990]

ся гранитоиды, образующие дискордантные плутоны, которые по особенностям своего состава похожи на граниты А-типа. Подобные гранитоиды подробно рассмотрены в работах Т.В. Донской [2005, 2008 и др.] на примере раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирского кратона. Автор связывает их петрогенезис как со смешанными (корово-мантийными) источниками, так и с чисто коровыми.

Детальные работы В.А. Трунилиной с соавторами [2008] по изучению анорогенных гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области показали, что среди них можно выделить пять разновидностей. Их объединяет повышенная щелочность, редкометальность, низкая кальциевость, постколлизионная и анорогенная обстановка формирования, участие глубинных источников в процессах магмогенерации и эволюции материнских расплавов. Различия заключаются в разной степени длительности взаимодействия мантийных и коровых источников, а также степени глубинности мантийных расплавов. М-тип гранитов был выделен В.С. Питчером [1987] и включает мелкие зональные плутоны сильно известковистых и металюминиевых габбро и кварцевых диоритов океанических островных дуг.

Кроме того, в классе орогенных гранитов он выделяет: 1) крупные габбро-кварцевый диорит-тоналит-гранодиоритовые ассоциации, в которых доминируют тоналиты, характерные для батолитов активной континентальной окраины (Кордильерский І-тип гранитов); 2) гранодиорит-гранитные плутоны позднеорогенных режимов поднятий в ассоциации с габбро и диоритами (Каледонский І- и S-типы гранитов); 3) мигматит-гранитные серии внутриконтинентальных коллизионных зон (S-тип гранитов) [Питчер, 1987].

В.С. Питчер считал, что граниты М-типа – это крайний член менее известковистых и металюминиевых гранитов І-типа, представленных габброкварцевый диорит-тоналит-гранодиоритовыми ассоциациями, в которых тоналиты превалируют, характерных для батолитов активной континентальной окраины, особенно Западных Кордильер Америки, (т.е. Кордильерский І-тип гранитов). Происхождение М-гранитов он связывает с плавлением субдуцируемой океанической коры или расположенного выше мантийного клина.

Относительно других типов гранитоидов М-граниты обеднены SiO₂, K₂O, Rb, Nb, обогащены MgO, CaO; типично отношение K₂O/ Na₂O <1; содержат максимальное количество железо-магнезиальных минералов [Интерпретация..., 2001] (табл. 1.2.3).

Широко используется в мире классификация гранитов, предложенная в 1984 г. Дж. Пирсом с соавторами [Pearce et al., 1984]. Она основана на химических анализах гранитов, для которых известна тектоническая обстановка их образования. Для сравнения различных типов гранитов анализы нормировались по составу гипотетического гранита океанического хребта (ORG). Также были предложены диаграммы Rb-(Y+Nb) и Nb-Y, на которых разделяются поля гранитов океанических хребтов и вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных гранитов (рис. 1.2.8). Наиболее эффективно разделение гранитов, по мнению Дж. Пирса [Pearce, 1996], проводить с помощью диаграммы Rb-(Y+Nb), так как здесь использованы соотношения крупноионного литофильного элемента Rb с двумя высокозарядными элементами Y и Nb, каждый из которых по-разному ведет себя в процессах плавления и кристаллизации: Nb почти всегда является несовместимым элементом, тогда как Y может быть совместимым, если имеется рестит или кумулят, включающие гранат или амфибол.

Каждый из перечисленных выше четырех типов гранитов имеет свои подтипы. Так среди гранитов океанических хребтов (ORG,) выделяются граниты (включая также офиолиты), происхождение которых обусловлено влиянием зоны субдукции или, наоборот, не связано с ней, т.е. соответственно ассоциирующие с: 1) нормальными океаническими хребтами, где формируются базальты N-MORB типа; 2) аномальными океаническими хребтами с базальтами Тили E-MORB типов, обогащенными несовместимыми элементами; 3) хребтами задуговых бассейнов; 4) хребтами преддуговых бассейнов. В данном типе гранитов преобладающими являются гранитоиды натрового ряда (плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты), что было показано в работе автора [Лучицкая, 2001].

В группу гранитов вулканических дуг (VAG) входят граниты: 1) океанических дуг, в которых преобладают: а) толеитовые базальты, б) известково-щелочные базальты; и 2) активных континентальных окраин. Среди внутриплитных гранитов (WPG) выделены граниты: 1) связанные с внутриконтинентальными рифтами, 2) областями ослабленной континентальной коры, 3) океанических островов. Наконец, проихождение коллизионных гранитов (COLG) может быть связано с коллизией: 1) континент–континент: синтектонические (*a*) и синколлизионные (δ); 2) континент–островная дуга, синтектонические (см. рис. 1.2.8).

Надо отметить, что в более поздней работе Дж. Пирс [Pearce, 1996] показал, что гранитные породы имеют очень широкие вариации в составе протолита от имеющего первично мантийные

Компонент	М-тип	I-тип	S-тип	А-тип
SiO ₂	67.24	69.17	70.27	73.81
CaO	4.27	3.2	2.03	0.75
MgO	1.73	1.42	1.42	0.20
Na ₂ O	3.97	3.13	3.96	4.07
K ₂ O	1.26	3.4	3.4	4.65
Rb	17.5	151	217	169
Sr	282	247	120	48
Nb	1.3	11	12	37
Ga	15	16	17	24.7
Zr	108	151	165	528
Y	22	28	32	75

Таблица 1.2.3. Содержания оксидов и элементов в гранитах I-, М-, S- и А-типов, по [Whalen et al., 1987]



Рис. 1.2.8. Диаграммы Nb–Y (*A*) и Rb–(Y + Nb) (*Б*), разделяющие граниты по геодинамическим обстановкам формирования, по: [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996]

Поля гранитов: ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизионных, post-COLG – постколлизионных, WPG – внутриплитных

характеристики до корового со всеми промежуточными вариантами (рис. 1.2.9). Процесс выплавления гранитов зависит от того, какая геодинамическая обстановка будет накладываться на определенный источник. Дж. Пирс также выделил поле постколлизионных гранитов в центральной части диаграммы Rb–(Y+Nb), которое перекрывает поля гранитов вулканических дуг, внутриплитных и синколлизионных гранитов (см. рис. 1.2.8). Среди постколлизионных гранитов известны как граниты I-, так и А-типов. Эти особенности состава гранитов Дж. Пирс связывает с характером мантии, оказывающей влияние на кору: если это мантия, которая находилась над более древней зоной субдукции, то граниты будут иметь характеристики І-типа, если это литосферная мантия под пассивными окраинами, то – А-типа [Pearce, 1996].

В последующие годы предложенные Дж. Пирсом с соавторами диаграммы для типизации гранитоидов по геодинамическим обстановкам их формирования на основе геохимических характеристик подверглись проверке рядом авторов на новом материале.

В работе [Даценко, 1998] было показано, что использование этих диаграмм вполне правомерно. Он несколько детализировал отдельные поля диаграммы Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984]. По его данным, область гранитов вулканических дуг может быть разделена на три неравных поля: 1) гранитов толеитовых островных дуг, 2) гранитов известково-щелочных островных дуг, активных континентальных окраин и коллизионных гранитов, 3) коллизионных гранитов. Поле синколлизионных гранитов на данной диаграмме, по мнению В.М. Даценко, должны занимать постколлизионные граниты.

Х. Форстер с соавторами [Forster et al., 1997] также провели оценку применимости диаграмм Дж. Пирса с соавторами, используя базу данных из 3500 анализов для 250 областей развития фанерозойских гранитоидов, тектоническое положение которых наиболее четко установлено. Они пришли к выводу, что определенная корреляция между геохимией гранитных пород и тектонической обстановкой безусловно существует.

Однако есть ряд факторов, которые могут приводить к неопределенностям и неточностям в оценке геодинамической обстановки формирования гранитоидов. Во-первых, полифазные орогенические процессы могут привести к тому, что в источнике гранитной магмы будут перемешаны породы, образовавшиеся в различных обстановках. Это наиболее характерно, по мнению авторов [Forster et al., 1997], для активных континентальных окраин и зон коллизии, с которыми пространственно и во времени могут тесно ассоциировать зоны растяжения. Во-вторых, процесс магматической дифференциации может приводить к тому, что тренды составов будут пересекать линии разграничения полей гранитов различных типов на диаграммах, поэтому авторы рекомендуют использовать наименее дифференцированные члены магматической серии, исключая кумуляты.

Авторы работы [Forster et al., 1997] пришли также к конкретным выводам по каждому из



Рис. 1.2.9. Сочетание различных источников и обстановок проявления гранитного магматизма, по: [Pearce, 1996]

Процессы плавления указанных источников, в результате которых генерируются магмы, варьируют и зависят от геодинамической обстановки

типов гранитов в классификации Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984] и о границах полей этих типов на диаграмме Rb–(Y+Nb). Так, ими было показано, что только граниты, происхождение которых действительно не связано с процессом субдукции, попадают в поле ORG. Два подтипа гранитов океанических хребтов, происхождение которых, напротив, с субдукцией связано, попадут уже в поле VAG. Среди этих двух подтипов гранитов отмечаются гораздо более широкие вариации в содержаниях Rb, что, возможно, отражает контаминацию материалом континентальной коры.

Выводы, касающиеся гранитов вулканических дуг, заключаются в том, что: 1) граниты океанических дуг действительно попадают в поле VAG; 2) граниты островных дуг, в которых присутствует континентальная кора, имеют более высокие содержания Rb и располагаются ближе к полю коллизионных гранитов, 3) граниты активных континентальных окраин также попадают в поле VAG, но имеют большие перекрытия с полями внутриплитных и коллизионных гранитов.

Для внутриплитных гранитов океанических островов и гранитов, связанных с плюмами или рифтингом, внедрявшихся значительно позднее орогенических процессов, устанавливается очень четкое соответствие полю WPG на диаграмме Rb-Y+Nb. Те же граниты, которые ассоциируют с процессами растяжения на активной континентальной окраине, могут попадать в поля WPG и VAG, реже COLG в зависимости от природы источника. Среди коллизионных гранитов собственно в поле syn-COLG попадают только наиболее кремнекислые пералюминиевые граниты с высокими содержаниями Rb и других литофильных элементов при умеренных содержаниях таких высокозарядных элементов, как Y и Nb. Менее дифференцированные разности попадут уже в поле гранитов вулканических дуг. Синколлизионные гранитоиды могут располагаться в поле VAG также в связи с соответствующими характеристиками плавящегося субстрата. Для постколлизионных гранитоидов характерно попадание в поле внутриплитных гранитов, так как проявляется влияние мантийных магм на постколлизионном этапе. Высоко-калиевые, известково-щелочные граниты І-типа также могут образовываться на постколлизионном этапе [Roberts, Clemens, 1993]. В итоге авторы [Forster et al., 1997] предложили модифицированный вариант классификации гранитов Дж. Пирса с соавторами (табл. 1.2.4).

С.Д. Великославинский [2003] на основе обобщения большого количества геохимических данных по фанерозойским гранитоидам внутриплитных, коллизионных и субдукционных обстановок провел ревизию ряда методов определения геодинамических обстановок формирования гранитоидов по их химическому составу. При обработке материала он использовал метод дискриминантного анализа. Первое, что было показано на основе этого метода - это тождественность химического состава гранитоидов и вулканитов кислого состава из субдукционных и внутриплитных обстановок (рис. 1.2.10), поэтому в работе С.Д. Великославинского [2003] рассматриваемые группы магматитов объединяются общим термином гранитоиды.

Для корректного сравнения химизма гранитоидов разных геодинамических обстановок выбраны гранитоиды с одинаковым содержанием $SiO_2 > 65\%$. Автор показал низкую дискриминантную способность диаграммы Р. Батчелора и

П. Баудена [Batchellor, Bowden, 1985], построенной в координатах петрохимических параметров R_1 (4SiO₂-11(Na₂O+K₂O)-2(FeO+TiO₂), атомные количества) и R_2 (6CaO+2MgO+Al₂O₃, атомные количества), так как при нанесении на нее составов гранитоидов субдукционных, коллизионных и внутриплитных обстановок получаются широкие, выходящие за пределы соответствующих полей диаграммы, вариации и значительные перекрытия (рис. 1.2.11, *A*–*B*). Те же проблемы возникают и при нанесении составов гранитоидов на ряд диаграмм Д. Папу с соавторами [Рари et al., 1989] (рис. 1.2.11, *Г*–*E*).

Напротив, достаточно хорошая результативность отмечена С.Д. Великославинским для диаграммы Rb–(Y+Nb) Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984], которая была описана выше. На ней фигуративные точки внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов локализованы в соответствующих им полях. Однако фигуративные точки островодужных и коллизионных (син- и постколлизионных) гранитоидов существенно перекрываются (рис. 1.2.12).

С.Д. Великославинский отмечает, что на этих диаграммах невозможно распознавать постколлизионные гранитоиды. Наконец, анализ диаграммы (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃-Al₂O₃/ (CaO+Na₂O+K₂O), мол. кол. [Maeda, 1990], раз-

	Поля гранитов					
Частота	ORG- океани- ческих хребтов	VAG – вулканических дуг	WPG – внутриплитных	COLG – коллизионных		
Обычно	Океанические хребты, не свя- занные с зоной субдукции	Незрелые и зрелые океаниче- ские островные дуги; переход- ные дуги; континентальные дуги; задуговые бассейны	Океанические и континенталь- ные внутриплитные; задуго- вые бассейны островных дуг и континентальных окраин; постколлизионные обстановки	Синколлизионные и постколлизионные об- становки		
Иногда	Океанические хребты задуго- вых бассейнов	Океанические хребты задуго- вых бассейнов зоны коллизии дуга-континент континенталь- ные рифты, близко по времени следующие за субдукцией; синколлизионные и посткол- лизионные обстановки	Высокодифференцированные породы континентальных окраин; завершающая стадия магматизма континентальных окраин	Континентальные вну- триплитные, произво- дные континентальной коры или контаминиро- ванные материалом кон- тинентальной коры		
Редко	Океанические хребты над зо- ной субдукции (supra-subduc- tion zones)	Океанические хребты над зо- ной субдукции (supra-subduc- tion zones)	Океанические хребты задуго- вых бассейнов; дифференци- рованные породы supra-sub- duction zones; зоны коллизии дуга–континент	Задуговые бассейны континентальных окра- ин с мощной корой; кон- тинентальные окраины с большим количеством пелитового вещества		

Таблица 1.2.4. Типы гранитоидов и тектонические обстановки в различных полях диаграммы Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984] Rb-(Y+Nb), по: [Forster et al., 1997]


Рис. 1.2.10. Результаты дискриминантного анализа интрузивных гранитиодов и вулканитов внутриплитных (*A*) и субдукционных (*Б*) обстановок, по: [Великославинский, 2003] 1 – интрузивные породы; 2 – вулканические

деляющей эталонные выборки А-, S- и I-типов гранитов, показал, что внутриплитные гранитоиды локализованы в поле А-гранитов, коллизионные – в поле S-гранитов и островодужные в полях S- и I-типов гранитов (рис. 1.2.13). Таким образом, типизация коллизионных и субдукционных гранитоидов на данной диаграмме сопряжена с большими ошибками в связи с несоответствием последних только I-типу. В результате С.Д. Великославинским [2003] показано на основе обобщенных статистических характеристик химического состава гранитоидов внутриплитных, коллизионных и субдукционных обстановок (см. рис. 1.2.13, *А–В*), что распределения содержаний химических элементов и распределения РЗЭ, нормированные по хондриту, выявляют наиболее значимые отличия для гранитоидов внутриплитных и суб-



Рис. 1.2.11. Дискриминантные диаграммы R_1-R_2 [Batchelor, Bowden, 1985] (*A*–*B*) и SiO₂–Al₂O₃ [Papu et al., 1989] (*Г*–*E*) с фигуративными точками субдукционных (*A*, *Г*), коллизионных (*Б*, *Д*) и внутриплитных (*B*, *E*) гранитоидов, по: [Великославинский, 2003]

1–3 – гранитоиды: *1* – субдукционные; *2* – коллизионные; *3* – внутриплитные. Для R₁–R₂ (*A*–*B*): I – предколлизионные; II – постколлизионных поднятий; III – позднеорогенные; IV – анорогенные; V – посторогенные; VI – синколлизионные; VII – мантийные фракционаты. Для SiO₂–Al₂O₃ (*Г*–*E*): I – гранитоиды островных и континентальных дуг; II – континентальных рифтов и эпейрогенических поднятий



Рис. 1.2.12. Дискриминантная диаграмма Rb– (Y + Nb) [Pearce et al., 1984] с фигуративными точками коллизионных гранитоидов, по: [Великославинский, 2003]

Условные обозначения см. рис. 1.2.8

дукционных обстановок, в то время как коллизионные гранитоиды, как правило, характеризуются промежуточным составом (рис. 1.2.14).

Наконец, он привел разделение субдукционных, коллизионных и внутриплитных гранитоидов с помощью линейных дискриминантных функций и отметил, что можно использовать комбинированные диаграммы, по одной оси которых будут использованы параметры других диаграмм, хорошо отделяющие какие либо два типа гранитоидов, а по другой – одна из дискриминантных функций. Им также предложена в результате двумерная диаграмма, осями которой служат дискриминантные функции, в качестве аргументов использующие как петрогенные, так и малые элементы. На этой диаграмме поля субдукционных, коллизионных и внутриплитных гранитоидов достаточно хорошо разделяются, хотя и наблюдаются небольшие участки их перекрытия (рис. 1.2.15).

В 2001 г. рядом авторов [Frost et al., 2001] была предложена классификация, основанная на данных химического состава гранитоидов. Они предложили поэтапный подход к оценке свойств гранитоидов. На первом этапе предлагается оценить их железистость Fe^{*} = [FeO^{tot}/



Рис. 1.2.13. Дискриминантная диаграмма $Na_2O + K_2O/Al_2O_3 - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ с полями субдукционных (*A*), коллизионных (*Б*) и внутриплитных (*B*) гранитоидов, по: [Великославинский, 2003]



Рис. 1.2.14. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ в гранитоидах внутриплитных (*A*), коллизионных (*Б*) и субдукционных (*B*) обстановок, по: [Великославинский, 2003]

На рис. *А*–*В* внешний контур ограничивает 90% аналитических данных, внутренний – 50% (изолинии распределений проведены через 10%). Числа над осями абсцисс – общее количество аналитических данных. На *Г* показана непараметрическая оценка содержаний РЗЭ в пределах нижнего и верхнего значений



Рис. 1.2.15. Дискриминантная диаграмма F₁–F₂ с фигуративными точками внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов [Великославинский, 2003]

Контуры ограничиваются 95% распределением точек

$$\begin{split} F_1 &= 196.203 \text{ SiO}_2 + 753.953 \text{ TiO}_2 + 481.96\\ \text{Al}_2\text{O}_3 + 92.66 \quad \text{FeO}^* + 521.5 \quad \text{MgO} + 374.766\\ \text{CaO} + 7.571 \quad \text{Na}_2\text{O} - 584.77 \quad \text{K}_2\text{O} + 0.379 \quad \text{Ba} \\ 0.339 \; \text{Sr} - 0.733 \; \text{Rb} - 0.429 \; \text{La} - 5.24 \; \text{Nd} + 10.565\\ \text{Sm} - 19823.9; \; F_2 &= 1292.96 \; \text{SiO}_2 + 4002.667\\ \text{TiO}_2 + 1002.231 \; \text{Al}_2\text{O}_3 + 1297.136 \; \text{FeO}^* + 262.067\\ \text{MgO} + 1250.48 \; \text{CaO} + 1923.417 \; \text{Na}_2\text{O} - 1009.287\\ \text{K}_2\text{O} + 0.3634 \; \text{Ba} - 0.325 \; \text{Sr} - 0.701 \; \text{Rb} + 0.801\\ \text{La} - 3.347 \; \text{Ce} + 2.68 \; \text{Nd} + 10.11 \; \text{Sm} - 126860.09\\ \text{Условные} \; \text{обозначения} \; \text{см. на рис.} \end{split}$$

условные осозначения см. на рис. 1.2.11



Рис. 1.2.16. Диаграммы FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO) (A) и Na₂O+K₂O–CaO-SiO₂ (B) для разделения железистых и магнезиальных гранитоидов (A) и известковистых, известково-щелочных, щелочно-известковистых и щелочных гранитоидов (B), по: [Frost et al., 2001]

На Б показаны поля интрузивных комплексов: *1* – Бьеркрейм-Сокндаль [Duchesue, Wilmart, 1997], *2* – батолит Шерман [Frost et al., 1999], *3* – серия Туолюмн [Batemen, Chappell, 1979], *4* – батолит Южной Калифорнии [Larsen, 1948]

(FeO^{tot} + MgO)]. По этому параметру гранитоиды разделяются на железистые (Fe*>0.7) и магнезиальные (Fe*<0.7) (рис. 1.2.16*A*). На рисунке видно, что в область железистых гранитоидов попадают граниты А-типа, а в область магнезиальных – Кордильерские граниты I-типа. На втором этапе оценивается соотношение суммы (Na₂O+K₂O+CaO) и SiO₂, так называемый индекс М. Пикока [Peacock, 1931], и среди железистых и магнезиальных гранитоидов выделяются соответственно известковые (индекс >61), известково-щелочные (56–61), щелочноизвестковые (51–56) и щелочные (индекс <51) разности (рис. 1.2.16, *Б*). Третий параметр оценки – это модифицированный индекс насыщения глиноземом ASI [Shand, 1943]. Он расчитывает-

магнезиальные гранитоиды							
известковые		известково-щелочные		щелочно-известковые		щелочные	
металюми- ниевые	пералюминие- вые	металюми- ниевые	пералюминие- вые	металюми- ниевые	пералюминие- вые	металюми- ниевые	агпаитовые
диориты, кварце-диориты, тоналиты		диориты, монцо-диориты, гранодиориты		монцониты, сиениты, выс-К граниты		монцониты, сиениты, гра- ниты	сиениты, щелочные граниты
плутоны внешних частей Кордильерских батолитов плагиогранитные плутоны в островных дугах		плутоны, преобладающие в составе Кордильерских ба- толитов		плутоны внутренних частей Кордильерских батолитов		плутоны внутренних частей Кордильерских батолитов	
железистые гранитоиды							
известковые		известково-щелочные		щелочно-известковые		щелочные	
металюми- ниевые	пералюминие- вые	металюми- ниевые	пералюминие- вые	металюми- ниевые	пералюминие- вые	металюми- ниевые	агпаитовые
неизвестны	неизвестны	граниты	двуслюдяные граниты	ферродиори- ты, сиениты, граниты	двуслюдяные граниты	анортозиты, ферродиори- ты, монцони- ты, граниты	щелочные габбро, ще- лочные гра- ниты
-	-	некоторые плутоны А-типа некоторые гранофиры мафических плутонов	некоторые плутоны А-типа	граниты А-типа, гранофиры, ассоциирующие с мафиче- скими дайками и плутоны		внутриплитные плутоны, плутоны в ядрах щелочных вулканов	

Таблица 1.2.5. Классификация гранитоидов по [Frost et al., 2001]

ся как Al/(Ca – 1.67P + Na + K). В отличие от первоначального индекса ASI в данном случе принимается в расчет присутствие апатита. Согласно этому индексу авторы работы [Frost et al., 2001] выделяют пералюминиевые граниты (ASI >1.0), металюминиевые (ASI <1.0, Na + K < Al) и пералкалиновые (ASI <1.0, Na + K > Al).

Таким образом, у авторов [Frost et al., 2001] получилось 16 групп гранитоидов, различающихся по особенностям состава, однако не все из них могут наблюдаться в природе (табл. 1.2.5). Так, магнезиальные гранитоиды, как правило, известковые и известково-щелочные. Если они в редких случаях являются щелочные. Если они в редких случаях являются щелочноизвестковыми или щелочными, то это уже сиениты, кварцевые сиениты и нефелиновые сиениты, а не собственно граниты. Известковые железистые гранитоиды неизвестны, известково-щелочные – редки, а щелочноизвестковые и щелочные щироко распространены. В магнезиальных гранитоидах пералюминиевые разности обычно встречаются среди известково-щелочных пород, реже – среди щелочно-известковых и известковых. Железистые гранитоиды являются преимущественно металюминиевыми, но иногда встречаются пералюминиевые разности, которые, в свою очередь, могут быть щелочно-известковыми или известково-щелочными породами (см. табл. 1.2.5).

Рассмотренные в работе гранитоидные комлексы имеют преимущественно характеристики І-типа гранитов, в меньшей степени S-типа. При описании гранитоидов использованы классификации Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984], С.Д. Великославинского [2003], Дж. Вейлина с соавторами [Whalen et al., 1987].

ГЛАВА 2 ДОАККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

2.1. Эконайский, Куюльский и Майницкий террейны, Корякское нагорье

Геологический очерк

Корякское нагорье входит в состав Корякско-Камчатской складчатой области и представляет собой гигантское аккреционное покровноскладчатое сооружение, в пределах которого развиты разнообразные аллохтонные океанические, островодужные и окраинно-морские структурно-вещественные комплексы [Александров, 1978; Очерки.., 1982; Ставский и др. 1988; Богданов, Тильман, 1992; Соколов, 1992; Nokleberg et al., 1994; Парфенов и др., 1993; Ханчук, 1993; Чехович, 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996; Чехов, 2000] (рис. 2.1.1). Ниже дается описание Эконайского, Куюльского и Майницкого террейнов, с которыми связаны проявления плагиогранитного магматизма различных типов. Доаккреционные гранитоиды (преимущественно плагиограниты) присутствуют также в Усть-Бельских горах и северной части хребта Пекульней (янранайский и бычинский комплексы), но в данном разделе они не рассматриваются, так как подробно описаны в работе С.А. Паланджяна [1997] как гранитоиды островных дуг с известковощелочным типом магматизма.

Эконайский террейн. Расположен в восточной части Корякского нагорья (рис. 2.1.2), структура которого представлена двумя крупными покровными системами: Корякской и Эконайской, различающимися по механизму и времени формирования, а также по составу слагающих их комплексов [Руженцев и др., 1978, 1982].

Эконайский террейн (Эконайский аллохтон по: [Руженцев и др., 1982]) имеет сложную

покровно-складчатую структуру, в которой наиболее древние океанические комплексы (включая офиолиты) позднего палеозоятриаса-ранней юры занимают наиболее высокое структурное положение, а наиболее молодые, позднеюрского-позднемелового возраста, занимают нижнее структурное положение. Последние представляют собой аккреционную призму [Григорьев и др., 1987] и выделятся в качестве самостоятельного Янранайского террейна [Соколов, Бялобжеский, 1996]. Пакет пластин Янранайской аккреционной призмы состоит из терригенных пород, в том числе турбидитов, базальт-яшмовых ассоциаций и олистостром и является относительным автохтоном для более верхних тектонических покровов, сложенных офиолитами, островодужными и предостроводужными образованиями [Руженцев и др., 1982; Крылов и др., 1989].

В пределах Эконайского террейна помимо офиолитов и океанических комплексов широко развиты терригенные отложения верхней юры-нижнего мела Накыпыйлякского комплекса [Руженцев и др., 1978, 1982; Бялобжеский, 1979], которые смяты в сложные покровные складки, хотя в некоторых местах установлено их несогласное залегание на офиолитах [Соколов, Бялобжеский, 1996]. Формирование структуры происходило в результате последовательного поддвига со стороны океана все более молодых комплексов. Предполагается, что процесс субдукции шел более или менее постоянно, но вхождение океанических комплексов в структуру происходило в несколько этапов аккреции [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992]. Структура террейна несогласно перекрывается отложениями верхнего маастрихта-палеоцена, которые являются постаккреционными образованиями.

Куюльский террейн. (он же: Куюльский субтеррейн Таловского террейна – ТЛК, по [Геодинамика ..., 2006] (см. рис. 2.1.1). Является одним из крупнейших офиолитовых массивов в зоне сочленения структур Корякского нагорья и мезозоид Северо-Востока России. Ранее офиолиты включались в состав Таловско-Пекульнейской [Александров, 1978; Чехов, 1982] или Таловско-Майнской [Алексеев, 1981] зоны Корякского нагорья. Основные черты тектоники и петрологии Куюльских офиолитов, а также стратиграфии и литологии вмещающих меловых толщ были разработаны большим коллективом исследователей [Пергамент, 1961; Похиалайнен, 1966; Авдейко, 1968; Иванов, Похиалайнен, 1973; Александров, 1978; Алексеев, 1981; Чехов, 1982, 2000; Ханчук и др., 1990; Григорьев и др., 1995; Соколов и др., 1996, 1997, 1999; Sokolov et al., 2004].

Куюльский офиолитовый террейн протягивается в виде полосы протяженностью около 140 км в северо-западном направлении от Маметчинского полуострова до восточного побережья р. Таловка, образуя отдельные выходы шириной 10-20 км (рис. 2.1.3). В юговосточной части он перекрывается палеогенчетвертичными осадками. Куюльский офиолитовый террейн представляет собой гигантский серпентинитовый меланж, в пределах которого существует несколько офиолитовых комплексов разного возраста и генезиса [Соколов и др., 1996; Соколов, 2010]. Лишь в центральной, наиболее широкой части полосы меланжа, в бассейнах рек Ганкуваям и Мялекасын, в ядре синформы сохранились две относительно монолитные тектонические пластины: нижняя -Ганкуваямская, в строении которой участвуют фрагменты полного разреза офиолитов, и верхняя – Водораздельная, сложенная гипербазитами [Ханчук и др., 1990].

Наиболее полно разрез офиолитов представлен в Ганкуваямской тектонической пластине (рис. 2.1.4). Здесь снизу вверх наблюдается следующая последовательность пород [Ханчук и др., 1990] (рис. 2.1.5): 1) гарцбургиты (420 м), 2) аподунитовые серпентиниты (50 м), 3) расслоенный комплекс габброидов, верлитов, троктолитов; изотропное габбро (430 м), 4) плагиограниты (50 м), 5) параллельные дайки (400 м), 6) пиллоу-лавы (30 м).

Возраст офиолитов Ганкуваямской пластины определяется как позднебатский– раннекелловейский (конец средней юры) на основании находок радиолярий из межподушечной линзы туффитовых яшм в брекчированных базальтах верхней толщи пиллоу-лав [Вишневская и др., 1992]. Недавно были получены первые для офиолитов Корякского нагорья U-Pb SHRIMP данные по цирконам из амфибол-плагиоклазовой пегматоидной породы и плагиогранитов Ганкуваямской пластины [Леднева, Матуков, 2009]. Первая имеет секущие контакты с мантийными перидотитами и интрудирующими их оливиновыми габбро, и в свою очередь сечется плагиогранитами. Возраст кристаллизации цирконов из амфиболплагиоклазовой пегматоидной породы составляет 157 ± 4 млн лет, из плагиогранитов – $146 \pm$ 3.7 млн лет (поздняя юра).

Майницкий террейн. Расположен в междуречье рек Великая и Хатырка. Он состоит из двух комплексов: серпентинитового меланжа и вулканогенно-кремнисто-терригенной чирынайской серии (средняя юра–нижний мел).

Серпентинитовые меланжи слагают нижний структурный элемент. Они широко развиты вдоль восточной и южной границ террейна и имеют покровные соотношения с Алькатваамским и Эконайским террейнами (см. рис. 2.1.2).

Серпентинитовые меланжи в целом построены однотипно. Состав глыб разнообразный: гипербазиты, габброиды, плагиограниты, дайковый комплекс, различные вулканиты, кремни, известняки палеозойско-раннемезозойского возраста с тетической фауной, фрагменты чирынайской серии, амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы, эклогитоподобные породы. Офиолиты представляют собой гетерогенные образования [Очерки ..., 1982; Паланджян, 1992; Пейве, 1984; Стриха, Морозов, 1998]. Различаются офиолиты двух возрастных интервалов (поздний палеозой-ранний мезозой и поздний мезозой) и разных геодинамических обстановок (океанические, островодужные, надсубдукционные).

В составе меланжей встречаются крупные тела (4×15 км²) габброидов, тоналитов, плагиогранитов, вулканитов дифференцированной (от базальтов до риолитов) серии и флишоидных туфо-терригенных пород (лозовская толща). Они рассматриваются как островодужные образования позднетриасового–раннеюрского возраста [Пейве, 1984; Ставский и др., 1988]. По другим данным перечисленные породы образуют глыбы и блоки в комплексе граувак-



пенанозонски активной скранны), ны тенан ский (фрагмент мезозойской аккреционной призмы); AM – Алькатваамский (фрагмент раннемеловой аккреционной призмы); БД – Баджальский (фрагмент юрской аккреционной призмы); ΓH – Ганальский (позднемеловой-раннекайнозойский метаморфический); KA – Журавлевско-Амурский (фрагмент раннемелового турбидитового бассейна трансформной окраины); 3Π – Западно-Пекульнейский (фрагмент раннемеловой островной дуги на континентальном основании); IP– Ирунейский (фрагмент ранне-позднемеловой островной дуги); KE – Кемский (фрагмент раннемелового задугового бассейна); KM – Киселевско-Маноминский (фрагмент среднемеловой аккреционной призмы); KP – Кроноцкий (фрагмент поздний мел-палеоценовой островной дуги); KT –

Кони-Тайгоноский (фрагмент позднепалеозойской- раннемезозойской островной дуги); **КЧ** – Камчатский Мыс (фрагмент позднемезозойской- раннекайнозойской океанической коры); **МЦ** – Майницкий (фрагмент позднеюрско-среднемеловой островной дуги и аккреционной призмы); **ОКО** – Олюторский субтеррейн Олюторско-Камчатского террейна (фраг-

мент позднемезозойской-ранннекайнозойской островной дуги); ОМ – Омолонский кратонный (архей и протерозой); ПАГ – Ганычаланский субтеррейн; ПК – Пекульнейский (фрагмент мезозойской аккреционной призмы); САК – Северо-Азиатский кратон (архей и ранний протерозой); СГ – Сергеевский (фрагмент палеозойско-мезозойской пассивной окраины); СК – Срединно-Камчатский (позднемезозойский метаморфический); СМ – Самаркинский

(фрагмент юрской аккреционной призмы); **ТЛА** – Айнынский субтеррейн Таловского террейна (фрагмент мезозойской аккреционной призмы); **ТЛК** – Куюльский субтеррейн Таловский террейн (фрагмент мезозойской аккреционной призмы); **ТУ** – Таухинский (фрагмент неокомской аккреционной призмы); **ЭК** – Эконайский (фрагмент меловой аккреционной призмы с офиолитами); **ЯН** – Янранайский (фрагмент позднеюрской-меловой аккреционной призмы)



ковых микститов и олистостром позднеюрскораннемеловой чирынайской серии [Березнер и др., 1990] или рассматриваются как постофиолитовая габбро-плагиогранитная ассоциация раннемелового послеваланжинского возраста [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998]. Они будут детально рассмотрены ниже. Аналогичные вулкано-плутонические комплексы выде-



Рис. 2.1.2. Схема террейнов Корякского нагорья, по: [Соколов, Бялобжеский, 1996] с изменениями *1–10* – террейны: *1* – ОЛ – Олюторский, *2* – ЯН – Янранайский, *3* – АЛ – Алганский, *4* – КУ – Куюльский, *5* – МЦ – Майницкий, *6* – ЭК – Эконайский, *7* – АМ – Алькатваамский, *8* – ГА – Ганычаланский, *9* – ВК – Великореченский, *10* – Айнынский; *11* – четвертичные отложения; *12* – тектонические нарушения: *a* – сбросы, сдвиги, *б* – надвиги

лены на юго-западном склоне хребта Кенкерен [Паланджян, 1997].

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

Эконайский террейн. В пределах террейна достаточно широко развиты разнообразные плагиограниты [Пейве, 1984; Юркова, Пейве, 1986; Соколов, 1992; Паланджян, 1997; Юркова, Воронин, 2009]. Можно выделить три типа плагиогранитных комплексов: 1) связанный с офиолитами позднего палеозоя–раннего мезозоя; 2) метасоматические плагиограниты; 3) аккреционные плагиограниты. Последние будут подробно рассмотрены в разделе 3.1.

Первый тип плагиогранитов связан с офиолитами позднего палеозоя-раннего мезозоя. Они слагают крупные самостоятельные тела или краевые части габбро-плагиогранитных офиолитовых массивов. Встречаются также небольшие тела диоритов и плагиогранитов, связанные с дайковым комплексом.

Плагиограниты отмечаются в офиолитовом разрезе горы Наанкней [Пейве, 1984]. В его основании выделяются маломощные (10–50 м) остатки серпентинизированного дунит-гарцбургитового комплекса, выше – существенно ультраосновные кумуляты полосчатого комплекса (верлиты, дуниты, троктолиты), переходящие в основные кумуляты. Мощность полосчатого комплекса составляет 500 м. Выше располагаются массивные габбро-нориты, переходящие в лейкократовые разности и плагиограниты, мощность 700 м. Данный комплекс перекрывается спилитизированными базальта-



Рис. 2.1.3. Схема террейнов Пенжинского района (А) и поперечный профиль (Б), по: [Соколов и др., 1996]

ми и кремнистыми осадками с фауной верхнего палеозоя-триаса. Мощность не менее 2 км.

Плагиограниты состоят из гранулированного с мозаичным и волнистым угасанием кварца (40–60%) размером 0.1–0.2 мм, пренитизированного (с гранофировыми вростками кварца) плагиоклаза (30–40%), эпидота (10–30%) [Пейве, 1984].

В офиолитах горы Эконай [Пейве, 1984] среди пород среднего-кислого состава выде-

ляются диориты, плагиограниты и кварцевые кератофиры. Они имеют штокообразную форму с рвущими контактами в вулканогеннокремнистом комплексе или образуют пластовые тела, находящиеся между габброидами и вулканогенно-кремнистыми породами.

Некоторые авторы выделяют метасоматические плагиограниты и связывают их образование с воздействием флюидов на вмещающие интрузивные плагиограниты породы в поздне- и по-



Рис. 2.1.4. Геологическая схема бассейна р. Ганкуваям, по: [Ханчук и др., 1990], с использованием материалов А.А. Пейве, В.Г. Батановой, М.В. Лучицкой

1 – плагиограниты; 2, 3 – образования Уннаваямской пластины: 2 – гарцбургиты, 3 – дуниты; 4–14 – образования Ганкуваямской пластины: 4 – полосчатый комплекс, 5 – плагиоклазовые перидотиты, 6 – изотропное габбро, 7 – дай-ки: а – габбро-диабазов, б – пироксенитов, в – грубозернистых габбро, 8 – тела пироксенитов, верлитов, 9 – комплекс параллельных даек, 10 – пиллоу-базальты, 11 – серпентиниты, 12 – сильно серпентинизированные гарцбургиты, 13 – брекчии: а – плагиогранитов, б – базальтов, в – осадочные, олигомиктовые, г – смешанного состава, 14 – туфоалевролиты; 15 – разломы: а – картируемые, б – предполагаемые; 16 – геологические границы; 17 – элементы залегания слоистости; 18 – элементы залегания полосчатости



Рис. 2.1.5. Разрез офиолитов Ганкуваямской пластины, по: [Ханчук и др., 1990]

слемагматическую стадии [Юркова, Пейве, 1986; Юркова, Воронин, 2009] или с гидротермальнометасоматическим окварцеванием метагабброидов при внедрении кварцевых кератофиров и микроплагиогранит-порфиров (Россамашинский меланж) [Юркова и др., 1984].

Куюльский террейн. Здесь плагиограниты слагают пластину, расположенную на контакте габброидов и дайкового комплекса (см. рис. 2.1.4, 2.1.5). Нижний контакт с габбро резкий и тектонизированный. В верхней части пластины плагиогранитов наблюдаются включения ветвящейся, изогнутой и линзовидной формы. Они обладают мелкозернистой структурой и более меланократовым составом, чем плагиограниты, и являются фрагментами дайкового комплекса. Сами плагиограниты в значительной степени тектонизированы и по краям превращены в брекчию. Брекчии плагиогранитного состава слагают также отдельные выходы, приуроченные к тектоническим нарушениям (см. рис. 2.1.4). Комплекс параллельных даек и эффузивный комплекс представлены непрерывной дифференцированной серией от базальтов до дацитов, и породы этих комплексов по химическому составу, по существу, неразличимы [Ханчук и др., 1990; Григорьев и др., 1995]. В качестве включений в плагиогранитах присутствуют только разности среднего-кислого состава из дайкового комплекса, однако разности типа долеритов, наиболее распространенных пород дайкового комплекса, не встречаются.

В составе меланжа наблюдаются также отдельные блоки плагиогранитов, обладающие гнейсовидной текстурой. Гнейсовидность плагиогранитов конформна краям блоков и происхождение ее, вероятно, связано с процессом меланжирования. Возраст гнейсовидных плагиогранитов из блоков в меланже, по данным K-Ar метода, по биотиту составляет 133 \pm 1, 134 \pm 2, 134 \pm 3 млн лет [Ханчук и др., 1990].

Плагиограниты подразделяются на собственно плагиограниты (SiO₂ = 65–75%), кварцевые диориты и тоналиты (SiO₂ = 62–67%); количество последних незначительное. Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками гранофировой, иногда последняя преобладает. Гранофировая структура свидетельствует о магматическом происхождении плагиогранитов и субвулканических условиях их становления. Аналогичная структура характерна для плагиогранитов многих офиолитовых комплексов, т.е. океанических плагиогранитов, по терминологии авторов [Колман, Донато, 1983].

Плагиограниты характеризуются следующим модальным составом: 30–40% кварца, 40–60% плагиоклаза, 5–15% амфибола. Плагиоклаз идиоморфный, часто зональный, соссюритизированный, по составу – олигоклазандезин. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, сфен, рудный минерал (магнетит?). Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, альбитом.

Тоналиты и кварцевые диориты представлены тем же набором минералов, но в них снижается количество кварца и увеличивается количество плагиоклаза и амфибола, возрастает также основность плагиоклаза.

В верхней части габброидного разреза на контакте с плагиогранитами изотропное роговообманковое габбро содержит в интерстициях червеобразные кварц-плагиоклазовые прорастания, аналогичные таковым в плагиогранитах. Плагиоклаз в прорастаниях имеет более кислый состав по сравнению с идиоморфным плагиоклазом основного состава в габбро. Это свидетельствует об образовании и отделении остаточного кислого расплава в процессе дифференциации и кристаллизации основного расплава в магматической камере. На фоне основного процесса кристаллизационной дифференциации, вероятно, происходило отжатие, или фильтр-прессинг, образующегося кислого расплава в верхние горизонты магматической камеры, где он и накапливался.

Включения более меланократового состава в верхней части плагиогранитного тела представлены диоритовыми порфиритами с офитовой структурой, в интерстициях между кристаллами плагиоклаза развиты кварц, эпидот, хлорит. Эти породы, вероятно, являются фрагментами дайкового комплекса. Возможно, процесс фильтр-прессинга обусловил инъекцию кислого расплава в нижние горизонты дайкового комплекса, магматическое брекчирование его пород и захват фрагментов даек.

Майницкий террейн. Породы раннемезозойской вулкано-плутонической ассоциации (лозовский комплекс) слагают несколько крупных – до 15 км в длину и до 5 км в ширину – и множество мелких линзовидных блоков, включенных в позднеюрскораннемеловые микститы чирынайской серии (рис. 2.1.6). В ассоциацию входят терригенновулканогенная лозовская толща, тесно связанные с ней субвулканические тела риолитов и гранит-порфиров, сложно построенные габбро-тоналитовые массивы и интрузии плагиогранитов [Березнер и др., 1990].

Возраст определяется на основании находок радиолярий геттанг-синемюрского века в туфоалевролитах из верхних горизонтов разреза лозовской толщи; возраст нижних горизонтов толщи может быть и более древним, позднетриасовым [Березнер и др., 1990].

Фациальные особенности лозовской толщи свидетельствуют о том, что она накапливалась в пределах гряды вулканических гор, подножия которых периодически заливались морем, при высокой эксплозивности вулканических аппаратов, т.е. в обстановке вулканической островной дуги.

Вулканогенные отложения лозовского вулкано-плутонического комплекса представлены базальтами, андезитами, дацитами, плагиориолитами, гиалокластитами, туфами основного, среднего и кислого состава.



Рис. 2.1.6. Тектоническая схема центральной части Майницкого террейна, по [Березнер и др., 1990] (*A*) и схематическая геологическая карта магматических образований лозовского вулкано-плутонического комплекса (*Б*) *A*: 1 – терригенные комплексы Великореченского и Алькатваамского террейнов; 2 – вулканогенно-осадочные комплекс сы осевой части Майницкой палеоостроводужной системы; 3 – граувакковые микститы и олистостромы субдукционного комплекса Майницкой палеоостроводужной системы; 4 – массивы гипербазитов (Т – Тамватнейский, Мн – Малонаучирынайский, Я – Ягельный (вместе с серпентинизированным меланжем), Кр – Красногорский, Ч – Чирынайский); 5 – крупные чужеродные блоки в субдукционном комплексе (К – горы Кекуры, С – горы Серой, V – горы Угрюмой, Д – р. Двойной) *Б*: 1 – вулканогенно-осадочные образования лозовской толци, 2 – субвулканические образования; 3 – плагиограни-

Б: *1* – вулканогенно-осадочные ооразования лозовской толци, *2* – суовулканические ооразования; *5* – плагиограниты; *4* – породы габбро-тоналитовой серии; *5* – габбро-нориты; *6* – ультраосновные кумулаты; *7* – породы метаморфического облика; *8* – граувакковые микститы; *9* – цемент автокластических меланжей; *10* – границы: *a* – тектонические, *6* – фациальные, *в* – протрузивно-тектонические

Крупные габбро-тоналитовые тела, слагающие массивы гор Кекуры, Серая, Угрюмая, р. Двойная (см. рис. 2.1.6) имеют тектонические контакты с лозовской толщей. Внутреннее строение массивов неоднородно. В них выделяются габбро-норитовая и габбро-тоналитовая составляющие (примерно в равных пропорциях), нередко сложно переплетающиеся друг с другом. В габбро-норитовой части обособляются пятна и линзы размером до 700 м меланогаббро и ультраосновных кумулятов: вебстеритов, верлитов, лерцолитов, ортопироксенитов. Габброноритовая часть отличается постоянством состава. Напротив, габбро-тоналитовая часть тел характеризуется невыдержанностью состава и варьирует от тоналитов, кварцевых и кварцсодержащих диоритов, которые связаны постепенными переходами с плагиогранитами, с одной стороны, и роговообманковыми и кварцевыми габбро, с другой. Геологические и петрографические наблюдения позволяют предполагать, что породы тоналитовой ассоциации, хотя и связаны с габброноритами постепенными переходами, образовались несколько позже их [Березнер и др., 1990].

Габбро-норитовая часть габбро-тоналитовой ассоциации представлена мелко-среднезернистыми габбро-норитами с габбровой структурой, породы сложены битовнитом, клинопироксеном и ортопироксеном. Для тоналитовой ассоциации обязательным компонентом являются кварц и роговая обманка. Для пород характерны средняя и крупная, неравномерная зернистость, иногда порфировидность. Тоналиты обладают гипидиоморфнозернистой структурой, состоят их плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца.

Плагиограниты являются наиболее поздними образованиями в составе лозовской вулкано-плутонической ассоциации. Они имеют интрузивные контакты с габбро-норитами, тоналитами и вулканогенно-осадочными породами лозовской толщи, местами отмечаются роговики. В то же время краевые фации плагиогранитов часто сходны с субвулканическими породами лозовской толщи. Очевидно, плагиогранитные интрузии частично синхронны лозовскому вулканизму, а частично имеют более молодой возраст [Березнер и др., 1990].

Плагиограниты биотитовые и роговообманково-биотитовые, с цветным числом не выше 5–7 и содержанием пертита 0–15%. В них отмечаются шлиры биотит-амфиболовых тоналитов с оксиофитовой структурой и жилы микроплагиогранитов, плагиоаплитов, а также обогащенных калием лейкократовых и микропегматитовых гранитов.

Магматические комплексы, сходные с лозовской вулкано-плутонической ассоциацией, выделены С.А. Паланджяном [1997] на юго-западном склоне хребта Кенкерен в составе массива Нептун. Амфиболовые тоналиты и плагиограниты массива интрудируют вулканогенно-осадочную толщу, близкую по составу и возрасту к лозовской толще, представленной здесь низко- и умеренно-калиевыми дацитами и риодацитами при подчиненном развитии андезибазальтов, андезитов. По комплексу прямых и косвенных признаков вулканические и плутонические образования датируются поздним триасом–началом ранней юры [Паланджян, 1997].

Тоналитовый массив горы Нептун хребта Кенкерен сложен полосчатыми и массивными (изотропными) кварцевыми диоритами, тоналитами, диоритами, плагиогранитами [Паланджян, 1997]. Все они содержат амфибол и не содержат биотит.

Помимо габбро-тоналитовой ассоциации, описанной выше, габброиды и плагиограниты другого типа входят в состав позднеюрскораннемеловой офиолитовой ассоциации Там-

ватнейских гор, объединяющей ультрабазиты, габброиды. плагиограниты, параллельные дайки и комагматичные им вулканиты [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998]. С.А. Паланджян [1997] также отмечает наличие мелких, часто дайкообразных, тел гранитоидов, расположенных на границе силлово-дайкового и вулканического комплексов офиолитов Тамватнейских гор, входящих в состав фундамента Майницкого террейна, и представленных лерцолитами, габбровым, силлово-дайковым и вулканическим комплексами. По его данным, K-Ar датировки габброидов составляют 138-122 млн лет, Ar-Ar – 120 млн лет; гранитоиды не датированы, среди них преобладают плагиограниты, часто лейкократовые, реже развиты кварцевые диориты, цветной минерал в них представлен амфиболом.

Плагиограниты образуют мелкие интрузивные тела (менее 1 км²) преимущественно пластовой формы, а также маломощные жилы, которые приурочены к габброидам и нижним частям вулканических комплексов офиолитов. Плагиограниты сложены олигоклаз-андезином (до 65%), кварцем (25–35%), нередко образующим с олигоклазом микропегматитовые срастания. Иногда отмечается калиевый полевой шпат (до 2–3%). Темноцветные минералы представлены роговой обманкой, биотитом [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998].

Отдельные блоки тоналитов и плагиогранитов присутствуют в серпентинитовых меланжах Майницкого террейна, таких как Рытгыльский, Иомраутский и Чирынайский [Пейве, 1984].

В составе Майницкого террейна, так же, как и в Эконайском, выделяются метасоматические плагиограниты. Их образование связывают с мигматизацией амфиболитов при пропитывании их по трещинным зонам и зонам рассланцевания флюидами с относительно повышенной активностью кремния и незначительным количеством Na компонента (Кекуро-Чирынайский покров) [Щербакова, Беус, 2000].

Петро-геохимические характеристики

Эконайский террейн. Породы кислого состава горы Наанкней относятся к тоналитам на диаграмме Ab-An-Or (рис. 2.1.7, *A*). Для них характерны низкие содержания щелочей (K₂O – 0.06%, Na₂O – 1.49%), ниже, чем в океанических плагиогранитах [Колман, Донато, 1983] (рис. 2.1.7, *Б*). Содержание Cr, Ni, Co в целом соответствует среднему содержанию этих элементов в океанических плагиогранитах. Для тоналитов характерны аномально высокие содержания Sr, по-видимому, связанные с его привносом в процессе низкотемпературного метаморфизма. Содержания Rb очень низкие, менее 1 г/т. На диаграмме AFM тоналиты и породы основного состава следуют толеитовому тренду [Марков и др., 1977; Пейве, 1984]. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] тоналиты относятся к группе гранитов вулканических дуг (рис. 2.1.7, B).

Хондрит-нормализованные¹ содержания РЗЭ в тоналитах находятся на уровне 2–3 хондритовых, спектры РЗЭ нефракционированы, имеют



Рис. 2.1.7. Диаграммы Ab–An–Or [O'Connor, 1965] (*A*), К₂O–SiO₂ [Колман, Донато, 1983] (*B*), Rb–Y+Nb (*B*) и (Nb/Zr)_n–Zr [Thieblemont, Tegyey, 1994] (*Г*) для плагиогранитов офиолитовых разрезов горы Наанкней и горы Эконай

1 – тоналиты горы Наанкней; 2 – плагиограниты горы Эконай

А: стандартные поля для разных типов пород кислого состава: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамеллиты, D – трондьемиты, Е – граниты. *Б*: поля, по: [Колман, Донато, 1983]: І – океанические плагиограниты, II – континентальные трондьемиты. *B*: поля гранитов, по: [Pearce et al., 1984]: ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизионных, WPG – внутриплитных. *Г*: поля: А – вулканических и плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и окраины континентов), В – пород зон коллизии континент–континент, С – лав и плутонов внутриконтинентальных областей и океанических островов, D – высокоглиноземистых пород зон коллизии. Nb/Zr отношение нормализовано к примитивной мантии [Hoffmann, 1988]

¹Здесь и далее нормировано по хондриту [Sun, Donough, 1989]

небольшую отрицательную Еu-аномалию и сходны со спектрами распределения кварцевых диоритов офиолитового массива Троодос (рис. 2.1.7, *Г*). Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG, для тоналитов характеризуются деплетированием КИЛ и высокозарядных элементов (ВЗЭ) относительно гранита океанических хребтов, практически идентичны только содержания Ва (рис. 2.1.8, *Б*).

Плагиограниты разреза горы Эконай – это средне-крупнозернистые породы с пятни-

стой текстурой. Они состоят из плагиоклаза An10–16 (от 0.05–1 до 2 мм; 50–60%), кварца (0.03–1 мм; до 50%), хлорита (до 20%). Иногда присутствуют хлорит и амфибол.

На диаграмме Ab-An-Or они соответствуют трондьемитам (см. рис. 2.1.7, *A*). Содержания SiO₂ составляют 72.3–74.7%, TiO₂ – около 0.3%, K₂O – 0.2–0.4%, Na₂O – 5–6%. Для пород характерны низкие содержания Cr, Ni, Co, V. На диаграмме K₂O–SiO₂ фигуративные точки плагиогранитов попадают в основном в поле океаниче-



Рис. 2.1.8. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ [Sun, Donough, 1989] (*A*) и спайдердиаграммы элементов-примесей, нормированных на гранит океанических хребтов (ORG) [Pearce et al., 1984] (*B*) для тоналитов и трондъемитов офиолитовых разрезов горы Наанкней и горы Эконай.

Условные обозначения см. рис. 2.1.7

ских плагиогранитов [Колман, Донато, 1983] (см. рис. 2.1.7, Б). На диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] трондьемиты относятся к группе гранитов вулканических дуг (см. рис. 2.1.7, В). На диаграмме (Nb/Zr)_N–Zr [Thieblemont, Teguey, 1994] они попадают в поле плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и андийские окраины) (см. рис. 2.1.7, Г). Хондрит-нормализованные содержания в плагиогранитах соответствуют 15-20 хондритовым, спектры характеризуются хорошо выраженной отрицательной Еи-аномалией (см. рис. 2.1.8, A). Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG, для трондьемитов близок к линии гранита океанических хребтов, за исключением небольшого обогащения Rb (см. рис. 2.1.8, Б).

Куюльский террейн. Детальное описание петро-геохимических особенностей плагиогранитов дано в работах [Лучицкая, 1996, 2001]. Ниже будут кратко отмечены их основные характеристики.

На диаграмме О'Коннора Ab-An-Or кислые породы Куюльского террейна попадают в группы тоналитов и главным образом трондьемитов (рис. 2.1.9, А) и точки их составов следуют габбро-трондьемитовому тренду на диаграмме Na₂O-K₂O-CaO (см. рис. 2.1.9, Б). Плагиограниты являются низкокалиевыми (0.1–0.8%) К₂О) и преимущественно низкоглиноземистыми породами (10–15% Al₂O₂). На диаграммах Харкера плагиограниты, породы дайкового комплекса среднего-кислого состава и изотропные габбро из верхней части разреза габброидного комплекса образуют единый тренд фракционирования [Лучицкая, 1996], который отличается от трендов образованных точками образцов, полученных при эксперименте по частичному плавлению толеита и оливинового толеита [Helz, 1976] и по несмесимости силикатных жидкостей [Dixon, Rutherford, 1979].

Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для плагиогранитов незначительно обогащены легкими РЗЭ, тяжелая часть спектра практически горизонтальна (La_n/Yb_n = 0.8-1.37); хорошо выражена отрицательная Euаномалия (Eu_n/Eu^{*} = 0.45-0.90) (рис. 2.1.10, A). При сопоставлении спектров распределения РЗЭ Куюльских плагиогранитов с таковыми других офиолитовых плагиогранитов отмечается их сходство с плагиогранитами офиолитов Семайл, Оман (см. рис. 2.1.10, A). Сходство графиков распределения РЗЭ плагиогранитов, диоритовых порфиритов и базальтов из дайкового комплекса указывает на когенетичность всех пород (см. рис. 2.1.10, *Б*).

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG, для плагиогранитов слабо обогащены Rb и деплетированы высокозарядными (ВЗЭ) элементами относительно ORG; отмечается Nb минимум. Они имеют сходство как с таковыми для плагиогранитов Троодоса, отнесенных Дж. Пирсом к группе гранитов океанических хребтов, так с гранитами Нижнего Интрузивного комплекса офиолитов Семайл, относимыми к группе гранитов вулканических дуг (см. рис. 2.1.10, *B*).

На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] фигуративные точки плагиогранитов Куюльского террейна расположены в поле гранитов океанических хребтов (рис. 2.1.11, A), а на диаграмме (Nb/Zr)_N–Zr [Thieblemont, Teguey, 1994] они попадают в поле плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и андийские окраины) (рис. 2.1.11, B).

Плагиограниты характеризуются низкими значениями первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr= 0.70397–0.70460 и значением ¹⁸O = +8.3‰, что предполагает мантийное происхождение родоначальных для плагиогранитов расплавов и отсутствие древнего корового материала при их формировании.

Майницкий террейн. Химический состав габбро-тоналитовой ассоциации сильно варьирует, железистость возрастает от 64 до 81 при изменении содержания кремнезема от 48 до 68%. Содержания РЗЭ низкие, немного превышающие 10 хондритовых (рис. 2.1.12, *A*) [Березнер и др., 1990].

Габбро-нориты и тоналиты по соотношению содержаний титана и железистости отличаются от габброидов срединно-океанических хребтов и сходны с плутоническими породами островных дуг, а по соотношению TiO₂ и Na₂O/ TiO₂ породы габбро-тоналитовой ассоциации сходны с габброидами бонинитовой серии дуги Тонга [Березнер и др., 1990].

По данным В.Е. Стрихи, А.Е. Морозова [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998] габброиды обладают высокой железистостью, низкой титанистостью и сходны с аналогичными породами островных дуг Филиппинского моря. Они также отличаются от офиолитовых габброидов Тамватнейских гор более высокими концентрациями легких РЗЭ и более резкой отрицательной Еu-аномалией, что, по мнению В.Е. Стриха



Рис. 2.1.9. Диаграмма Ab–An–Or (*A*) и Na₂O–K₂O–CaO (*Б*) для плагиогранитов Куюльского террейна *A*: см. рис. 2.1.7; *Б*: тренды: I – известково-щелочной, II – габбро-трондьемитовый

[1993], свидетельствует о более раннем отделении плагиоклаза. В габброидах установлены низкие «мантийные» отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 0.7038, 0.7040 [Пейве, 1984].

Тоналиты характеризуются низкими содержаниями РЗЭ (1.5–4 хондритовых) с более высокими содержаниями легких РЗЭ по отношению к тяжелым, а также положительной Eu-аномалией (см. рис. 2.1.12, *A*) [Березнер и др., 1990].

Плагиограниты составляют непрерывный ряд различных по щелочности пород от суще-

ственно натровых до калинатровых, последние преобладают. Они оличаются от офиолитовых плагиогранитов более низкой титанистостью, глиноземистостью, большей магнезиальностью, а также более низкими отношениями Na₂O/K₂O. По соотношению K₂O и SiO₂ плагиограниты отличаются от океанических и близки к трондьемитам Литтл Порт, Ньюфаундленд (рис. 2.1.12, *Б*), входящим в состав палеоостроводужной структуры, а также континентальным трондьемитам [Березнер и др., 1990; Стриха, 1993].



Рис. 2.1.10. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для плагиогранитов Куюльского террейна и других офиолитовых комплексов (A) и базальтов, андезитов, дацитов дайкового комплекса (B), спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG (B) для плагиогранитов и гранитов вулканических луг [Pearce et al., 1984]

А: 1 – плагиограниты, 2 – кварцевые диориты, офиолиты Троодоса, Кипр [Кау, Senechal, 1976], 3 – плагиограниты, офиолиты Семайл, Оман [Coleman, Donato, 1983],4 – плагиограниты, офиолиты Семайл, Оман [Pallister, Knight, 1981]
Б: 1 – плагиограниты, 2–4 – дайковый комплекс: 2 – базальты, 3 – андезиты, 4 – дациты

В: 1 – плагиограниты, 2 – трондьемиты, Нижний интрузивный комплекс, Оман, 3 – трондьемиты Литл-Порт, Ньюфаундленд, 4 – граниты Ямайки, 5 – граниты Чили. 2–5 взяты из: [Pearce et al., 1984]



Рис. 2.1.11. Диаграммы Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] (*A*) и Nb/Zr)n–Zr [Thieblemont, Tegyey, 1994] (*Б*) для плагиогранитов Куюльского террейна Пояснения см. в тексте

Тоналиты и плагиограниты горы Нептун хребта Кенкерен являются низкокалиевыми породами; по соотношению калия и кремнезема соответствуют океаническим плагиогранитам, по: [Колман, Донато, 1983].

Кварцевые диориты и плагиограниты офиолитового комплекса Тамватнейских гор – крайне низкокалиевые породы. По петрохимическим характеристикам соответствуют океаническим плагиогранитам [Паланджян, 1997].

По данным В.Е. Стрихи, А.Е. Морозова [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998] плагиограниты габбро-плагиогранитной ассоциации офиолитов Тамватнейских гор характеризуются преобладанием Na₂O над K₂O, низкой глиноземистостью (<15% Al₂O₂), низкими содержаниями Rb (<20 г/т) и Sr (<350 г/т). На диаграмме K_2O -SiO₂ породы попадают в поле океанических плагиогранитов, по: [Колман, Донато, 1983] (см. рис. 2.1.12, *Б*).

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

Эконайский террейн. Плагиогранитные комплексы офиолитовых разрезов горы Эконай и горы Наанкней А.А. Пейве [1984] рассматривает как конечные дифференциаты основной магмы и породы переходной стадии эволюции эконайской океанической коры.

Куюльский террейн. Петро-геохимические характеристики плагиогранитов свидетельствуют о том, что они имеют сходство как с гранитами океанических хребтов, так и с гранитами островных дуг [Pearce et al., 1984]. С первыми их сближают низкие содержания в них K_2O , Rb, Sr, Nb, Y и низкие отношения 87 Sr/ 86 Sr. Вместе с тем, они сходны с такими типами гранитов энсиматических островных дуг по Пирсу, как граниты Позднего интрузивного комплекса Омана и трондьемитами Литл-Порт и гранитами офиолитовых массивов Троодоса и Семайл, сформированных в надсубдукционной обстановке [Лучицкая, 1996, 2001].

Тектоническая позиция низкокалиевых и низкотитанистых, деплетированных в отношении высокозарядных элементов базальтов и андезитов из дайкового и эффузивного комплексов Ганкуваямской офиолитовой пластины также связывается с надсубдукционной обстановкой [Krylov, Grigoriev, 1992; Крылов и др., 1995; Григорьев и др. 1995; Соколов и др., 1996]. Тот же вывод о происхождении магм в надсубдукционной обстановке делают А. Ханчук, И. Панченко [Khanchuk, Panchenko, 1994] на основании изучения составов шпинелей в перидотитах Ганкуваямской пластины.

Происхождение плагиогранитов Куюльского террейна, вероятно, можно связать с фракционной кристаллизицией основной магмы, возможно с участием механизма фильтр-прессинга. На это указывают: 1) наличие единого тренда для плагиогранитов, пород дайкового комплекса среднего-кислого состава и роговообманкового габбро на вариационных диаграммах Харкера; отличие этих трендов от трендов составов, полученных в экспериментах по частичному плавлению составов толеита и оливинового толеита [Helz, 1976] и несмесимости силикатных расплавов [Dixon, Rutherford, 1979]; 2) сходство



Рис. 2.1.12. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для магматических пород лозовского комплекса, по: [Березнер и др., 1990] (*A*) и диаграмма K₂O–SiO₂ для плагиогранитов энсиматической островной дуги и офиолитов Тамватнейских гор (*Б*), по: [Стриха, Морозов, 1998]

А: *I* – плагиогранит, *2* – андезибазальт, *3* – андезитовый туф, *4* – габбро-норит, *5* – базальт, *6* – тоналит, I – бонинит дуги Тонга, II – бонинит Марианской дуги, по: [Hickey, Frey, 1982]

Б: *1*–4 – поля: *1*– океанических плагиогранитов, *2* – островодужных трондьемитов Литл-Порт, Ньюфаундленд, *3* – континентальных трондьемитов, *4* – континентальных гранофиров, по: [Колман, Донато, 1983; Малпас, 1983].

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.1.11

хондрит-нормализованных спектров распределения РЗЭ для плагиогранитов, пород дайкового и лавового комплексов (от основных до кислых) [Лучицкая, 1996, 2001].

Майницкий террейн. Особенности строения разрезов лозовской толщи свидетельствуют о том, что она накапливалась в обстановке вулканической островной дуги, а геохимические особенности вулканитов свдетельствуют об их отличии от толеитовых и известковощелочных магм и принадлежности к дифференцированной бонинитовой серии.

Геохимические характеристики габброидов габбро-тоналитовой ассоциации также указывают на то, что они отличны от габброидов срединно-океанических хребтов и сходны с плутоническими породами островных дуг, в частности, с габброидами бонинитовой серии дуги Тонга и палеоостроводужных комплексов Малого Кавказа и подтверждает их родство с вулканитами вмещающей лозовской толщи.

Плагиограниты, интрудирующие и вулканические породы лозовской толщи, и породы габбро-тоналитовой ассоциации, по петрогеохимическим характеристикам отличаются от океанических плагиогранитов и имеют сходство с трондьемитами Литтл Порт, Ньюфаундленд, входящими в состав палеоостроводужной структуры.

Таким образом, по мнению [Березнер и др., 1990], раннемезозойская вулкано-плутоическая ассоциация объединяет производные бонинитовой магматической серии, представляющие собой фрагменты единой островной дуги, формировавшиеся на разных уровнях глубинности.

По данным В.Е. Стрихи, А.Е. Морозова [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998], та же габбро-плагиогранитная ассоциация массивов гор Кекуры, Серая, Угрюмая, р. Двойная сформировалась в результате фракционной кристаллизации базитового расплава с фракционированием пироксена, роговой обманки, плагиоклаза и магнетита. Первичные магмы для габброидов образовались при высоких степенях плавления истощенного мантийного субстрата. Повышенное содержание воды в первичном базитовом расплаве является, вероятно, одним из главных факторов, обусловивших появление среди дифференциатов значительных объемов средних и кислых пород. Таким образом, петрогеохимические особенности пород свидетельствуют о формировании габбро-плагиогранитной ассоциации в условиях, аналогичных островодужным

Плагиогранитоиды юго-западной части хребта Кенкерен и Тамватнейских гор С.А. Паланджян [1997] относит к группе надсубдукционных гранитоидов. Для них характерны: отсутствие биотита, преобладание низкокалиевых и металюминиевых пород известковой серии по Пикоку, низкие величины Zr, Nb, Rb/Sr. Плагиограниты Тамватнейских офиолитов, повидимому, являются дифференциатами магмы, переходной между островодужными толеитами и бонинитами [Паланджян, 1997]. Наиболее вероятным местом их формирования являлись преддуговые области энсиматических островных дуг [Паланджян, 1997].

В.Е. Стриха и А.Е. Морозов [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998] считают, что особенности геологического строения плагиогранитных интрузий габбро-плагиогранитной ассоциации офиолитов Тамватнейских гор позволяют предполагать наличие самостоятельных очагов кислых магм, из которых кристаллизовались плагиограниты. Учитывая оценку формирования данных офиолитов в основании энсиматической островной дуги [Злобин и др., 1989; Стриха, Звизда, 1991], В.Е. Стриха, А.Е. Морозов считают, что выплавление исходных для плагиогранитов расплавов происходило из метабазитового субстрата в зоне субдукции. Содержание кварца в микропегматитовой структуре плагиогранитов позволяет оценить давление при их кристаллизации в 0.5–1.5 кбар [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998].

Выводы:

1. Доаккреционные гранитоиды Эконайского, Куюльского и Майницкого террейнов входят в состав вулкано-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг позднетриасового-раннеюрского возраста или надсубдукционных офиолитовых комплексов позднепалеозойско-раннетриасового, среднеюрского, раннемелового (позднеюрскораннемелового) возраста;

2. Плагиогранитные комплексы офиолитов гор Эконай и Наанкней (Эконайский террейн)

могут рассматриваться как конечные дифференциаты основной магмы; генезис плагиогранитов Куюльского террейна связан с фракционной кристаллизацией базитовой магмы в сочетании с механизмом фильтр-прессинга в обстановке над зоной субдукции; раннемезозойская вулкано-плутоническая ассоциация (Майницкий террейн) объединяет производные бонинитовой магматической серии, представляющие собой фрагменты единой островной дуги и формировавшиеся на разных уровнях глубинности [Березнер и др., 1990]; плагиограниты офиолитов Тамватнейских гор (Майницкий террейн) являются дифференциатами магмы, переходной между островодужными толеитами и бонинитами, процесс их формирования, по-видимому, имел место в преддуговой области энсиматических островных дуг [Паланджян, 1997], или рассматриваются как продукты частичного плавления метабазитов в зоне субдукции [Стриха, 1993; Стриха, Морозов, 1998].

3. Все рассмотренные гранитоидные комплексы, за исключением гранитоидов лозовского комплекса (Майницкий террейн), пространственно и генетически связаны с офиолитами, но имеют существенные различия, что может указывать на гетерогенное строение и разный возраст океанических плит, поглощавшихся в зонах конвергенции и нарастивших (континентальная аккреция) край Азиатского континента.

2.2. Пекульнейский и Западно-Пекульнейский террейны, Центральная Чукотка

Геологический очерк

Пекульнейский и Западно-Пекульнейский террейны (см. рис. 2.1.1) входят в состав Западно-Корякской складчатой системы, которая представляет собой зону сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей и имеет линейную структуру, дискордантную к структурным планам этих областей [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Тектоника ..., 1980; Очерки тектоники ..., 1982; Пущаровский и др., 1992; Парфенов и др., 1993; Соколов др., 2001; Соколов, 2010]. Развитые в пределах Западно-Корякской складчатой системы комплексы характеризуются широким распространением островодужных вулканогенно-осадочных образований в возрастном диапазоне от карбона до конца раннего мела. Помимо островодужных террейнов здесь распространены также офиолитовые и аккреционных призм террейны. Аккреция террейнов завершилась в конце раннего мела и постаккреционный чехол сложен отложениями верхнего альба–сенона.

Состав и строение Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов детально рассмотрены в ряде работ [Некрасов, 1978; Паланджян и др., 1982; Жуланова, Перцев, 1987, 1988, а, б; Морозов, 1992, 2001; Леднева и др., 2009], поэтому ограничимся краткой характеристикой их структуры и слагающих ее комплексов.

Пекульнейский террейн представляет собой субдукционный комплекс, состоящий из серпентинитового меланжа, тектоногравитационного микстита (кремнисто-туфотерригенного комплекса раннемелового возраста), фрагментов океанической коры среднеюрского-раннемелового возраста.

Западно-Пекульнейский террейн имеет сложную чешуйчато-складчатую структуру, образованную разновозрастными и разноформационными комплексами позднеюрскойраннемеловой островодужной постройки, еедеформированного фундамента и перекрыващих отложений. В составе фундамента О.Л. Морозов [2001] выделяет: позднепалеозойскийраннемезозойский вулкано-плутонический докембрийский (?) метабазиткомплекс; габбровый комплекс; готеривский пикритбазальтовый вулкано-плутонический комплекс. Другие авторы относят последний к аллохтонным образованиям [Некрасов, Ляпунов, 1988].

К перекрывающим образованиям Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов относятся различные по генезису накопления послеготеривского возраста, залегающие с несогласием на деформированных разновозрастных и разноформационных комплексах.

Взаимоотношения пород и петрографический состав интрузивных комплексов

В Западно-Пекульнейском террейне выделяются: 1) раннемезозойскиегранитоиды вулканоплутонической островодужной ассоциации позднепалеозойского-раннемезозойского возраста, 2) субвулканические образования кислого и умеренно кислого состава, комплекс сближенных даек пестрого состава, гипабиссальные интрузии плагиогранитов и амфиболовых габброидов позднеюрского-раннемелового вулкано-плутонического островодужного комплекса (рис. 2.2.1). Наряду с перечисленными гранитоидами, обнаженными в центральной и западной частях хребта Пекульней, в его восточной части встречаются небольшие дайкообразные тела плагиогранитов неокомского возраста, которые пространственно тяготеют к зоне интенсивных деформаций и развития микстита на границе распространения аллохтонного среднеюрского-раннемелового океанического кремнисто-вулканогенного и автохтонного позднеюрско-раннемелового островодужного комплексов. Последние будут подробно рассмотрены ниже в разделе 3.3.

Раннемезозойские гранитоиды условно объединены с позднепалеозойскими расслоенными габброидами и позднепалеозойской вулканогенно-осадочной толщей в позднепалеозойский–раннемезозойский вулкано-плутонический комплекс [Морозов, 2001]. Все эти породы в тесной пространственной взаимосвязи участвуют в строении выступов основания позднеюрско-раннемеловой палеодуги.

Позднепалеозойские расслоенные габброиды прорывают образования метабазитгаббрового комплекса и позднепалеозойскую вулканогенно-осадочную толщу и, в свою очередь, рвутся раннемезозойскими гранитоидами и позднеюрскими–раннемеловыми габбро, гранитами и дайками пестрого состава, входящими в состав позднеюрского–раннемелового островодужного вулкано-плутонического комплекса.

Датировки цирконов из расслоенных габброидов, сделанные Pb-Pb термоизохронным методом [Некрасов, Сумин, 1987], составляют от 1450 до 2400 млн лет, По мнению О.Л. Морозова [2001], эти датировки не согласуются с геологическими данными и не соответствуют возрасту пород, поскольку в ряде мест отмечаются активные контакты расслоенных габброидов с метавулканогенно-осадочными отложениями позднепалеозойского возраста. Верхний возрастной предел расслоенных габброидов определяется активным по отношению к ним контактом со стороны раннемезозойских гранитоидов. Перечисленные данные позволяют оценить возраст расслоенных габбро, как позднепалеозойский.

Позднепалеозойская вулканогенно-осадочная толща имеет весьма незначительные по площади выходы в пределах хр. Пекульней. Толща представлена переслаиванием вулканомиктовых, туфогенных и кварц-полевошпатовых пес-



Рис. 2.2.1. Схема геологического строения хребта Пекульней, по: [Морозов, 2001], упрощено

1 – палеоцен-миоценовые базальтовые и обломочные континентальные отложения; 2 – сенон-датские угленосные отложения; 3 – позднеальбские–позднемеловые кислые вулканиты ОЧВП; 4 – турбидиты готерива–альба; 5 – меланж по готеривскому пикрит-базальтовому комплексу; 6 – берриас-валанжинский кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс; 7–9 – позднеюрский–раннемеловой вулкано-плутонический (островодужный) комплекс: 7 – вулканогенно-осадочная толща, 8 – плагиограниты, 9 – амфиболовые габброиды; 10, 11 – комплекы аккреционной призмы: 10 – раннемеловой тектоно-гравитационный микстит, 11 – среднеюрский–раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс; 12–16 – комплексы допозднемезозойского гетерогенного основания: 12 – раннемезозойские гранитоиды, 13 – позднепалеозойская метавулканогенно-осадочная толща, 14 – позднепалеозойские (?) расслоенные габброиды, 15 – метагаббро докембрий (?), 16 – параамфиболиты, докембрий (?); 17 – гранатовые ультрамафиты; 18 – разломы

чаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов, туфов основного, среднего и кислого состава, эффузивов кислого и среднего состава, а также карбонатных пород. Видимая мощность толщи составляет 550–750 м. Возраст вулканогенно-осадочной толщи в пределах хребта Пекульней фаунистически не подтвержден и принимается позднепалеозойским на следующих основаниях: 1) в псеффитах островодужного комплекса берриасваланжинского возраста содержится большое количество обломков пород, аналогичных по составу породам толщи; 2) активные контакты и ороговикование пород толщи со стороны раннемезозойских гранитоидов и позднеюрскораннемеловых даек пестрого состава; 3) по своим литологическим особенностям и характеру преобразований толща хорошо сопоставляется с фаунистически датированными вулканогенно-осадочными отложениями позднего палеозоя Канчаланского сегмента.

Раннемезозойские гранитоиды сравнительно широко распространены в пределах хр. Пекульней. Они образуют сложно дифференцированные интрузии среди пород основания автохтона, а также слагают отдельные тела, имеющие тектонические ограничения или выступающие в роли рамы для раннемеловых плагиогранитов (см. рис. 2.2.1). В эндоконтактах гранитоиды иногда приобретают порфировидный облик и содержат большое количество ксенолитов перекристаллизованных габброидов, амфиболитов и разнообразных метаморфических пород, местами вытянутых в длинные субпараллельные полосы, ориентированные вдоль контакта. По данным О.Л. Морозова [2001], на контакте раннемезозойских гранитоидов и расслоенных габброидов в последних наблюдается ороговикование и перекристаллизация, а верхнепалеозойские отложения в экзоконтакте гранитоидов интенсивно ороговикованы и скарнированы.

Возраст гранитоидов оценивается как раннемезозойский, так как они прорываются многочисленными дайками пестрого состава и плагиогранитами позднеюрского–раннемелового возраста, а в псеффитах берриаса–валанжина содержатся обломки кварцевых диоритов и гранодиоритов. Радиологический возраст гранитоидов, определенный К-Аг методом, заключен в интервале от 195 до 226 ± 6 млн лет [Морозов, 2001].

По данным Г.Е. Некрасова [2007], граниты, близкие по возрасту раннемезозойским гранитоидам О.Л. Морозова, участвуют в строении Светлореченского ультрамафит-мафитгранитного интрузива, внедрившегося в толщу палеозойских вулканогенно-осадочных пород. В подошве интрузива в блоках наблюдаются породы гранулитовой фации метаморфизма. Возраст гранитов датирован А.Н. Ларионовым U-Pb SHRIMP по цирконам как 165 ± 1.6 млн лет [Некрасов, 2007]. В строении тел раннемезозойских гранитоидов принимают участие роговообманковые и биотит-роговообманковые габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты и плагиограниты, сложно сочетающиеся и часто переходящие друг в друга.

Позднеюрский-раннемеловой вулканоплутонический островодужный комплекс объединяет вулканогенно-осадочные отложения волжско-валанжинского возраста и одновозрастные плутонические магматиты.

Вулканогенно-осадочные отложения протягиваются прерывистой полосой вдоль всего хребта Пекульней (см. рис. 2.2.1). Для них характерна сильная фациальная изменчивость, большое разнообразие литологических типов пород и дифференцированный характер вулканизма с высоким коэффициентом эксплозивности [Морозов, 2001]. По составу среди вулканических пород преобладают базальты и андезибазальты; андезиты, дациты и риолиты играют подчиненную роль; кислые разности преобладают в туфовой и субвулканической фациях и характеризуются сильной фациальной изменчивостью. Видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи 800–1500 м.

Возраст вулканогенно-осадочной толщи определяется по находкам ранне- поздневолжских, берриасских, позднеберриасских– ранневаланжинских и валанжинских бухий [Морозов, 2001].

По данным О.Л. Морозова [2001] седиментация и вулканизм протекали как в субаэральной, так и в субаквальной обстановке, в условиях резко расчлененного рельефа.

Плутонические члены этого комплекса представлены субвулканическими телами кислого и умеренно кислого состава, комплексом сближенных даек пестрого состава, а также гипабиссальными интрузиями плагиогранитов и амфиболовых габброидов.

Комплекс сближенных даек впервые был выделен Г.Е. Некрасовым [1978] в северной части хребта Пекульней, а позднее изучался О.Л. Морозовым [2001]. В этот комплекс объединены многочисленные трещинные тела, варьирующие по составу от базальтов до риолитов и образующие разобщенные зоны интенсивного насыщения (часто по типу «дайка в дайке») среди волжско-валанжинских вулканогенно-осадочных отложений, пород гетерогенного основания палеодуги и, редко, среди раннемеловых гранитоидов.

Большая часть субвулканических тел, входящих в состав позднеюрского-раннемелового вулкано-плутонического комплекса, приурочена к верхним частям разреза на юго-западе хребта Пекульней. Слагающие субвулканы риолиты и риодациты инъецируют различные горизонты, образуя мощные (до 300 м) грубосогласные линзовидные залежи, часто соединенные перемычками и осложненные апофизами. На севере хребта субвулканические образования среди волжско-валанжинских отложений развиты весьма ограничено. Здесь выделяется несколько небольших тел сложной морфологии, сложенных риолитами, трахириолитами и трахириодацитами. Тела оперяются маломощными непротяженными дайками игнимбритов, а внутри тел встречаются зоны эрруптивных брекчий.

Интрузивные члены вулкано-плутонического комплекса представлены в южной половине хребта Пекульней небольшими массивами гипабиссальных плагиогранитов и амфиболовых габброидов, прорывающих как вулканогенно-осадочные отложения, так и породы комплекса основания автохтона. В северной части хребта преобладают дифференцированные диорит-гранитные интрузивные массивы. Экзоконтактовые изменения вокруг этих тел, как правило, незначительны и выражаются в слабом ороговиковании с частичной перекристаллизацией вмещающих пород.

Радиологический возраст интрузивных и субвулканических пород, определенный К-Аг методом, составляет 105–142 млн лет [Морозов, 2001].

Петро-геохимические характеристики

Химический состав раннемезозойских гранитоидов отражен на диаграммах¹ (рис. 2.2.2– 2.2.5). По соотношению SiO₂ и суммы щелочей они относятся к гранитам, гранодиоритам и кварцевым монцодиоритам (рис. 2.2.2); по соотношению K₂O и SiO₂ – к известково-щелочной и высоко-калиевой известково-щелочной серии (рис. 2.2.3, A). По индексу глиноземистости гранитоиды являются преимущественно



Рис. 2.2.2. Диаграмма SiO₂–(Na₂O+K₂O) для раннемезозойских гранитоидов хр. Пекульней [Middlemost, 1985]

1–14 – 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

¹Аналитические данные содержатся в работе [Морозов, 2001]



Рис. 2.2.3. Диаграммы K₂O–SiO₂[Peccerillo, Taylor, 1976] (*A*) и Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)–Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) (*Б*) для раннемезозойских гранитоидов хр. Пекульней



Рис. 2.2.4. Диаграммы Rb–Nb+Y [Pearce et al., 1984] (*A*) и (Nb/Zr)_{*n*}–Zr [Thieblemont, Tegyey, 1994] (*B*) для раннемезозойских гранитоидов хр. Пекульней



Рис. 2.2.5. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG [Pearce et al., 1984] (*A*) и хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ (*Б*) для раннемезозойских гранитоидов хр. Пекульней

низкоглиноземистыми породами (рис. 2.2.3, Б). На диаграммах Nb–Y и Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] раннемезозойские гранитоиды попадают в поле гранитов вулканических дуг, но достаточно высокие содержания Nb в них приводят к тому, что фигуративные точки составов располагаются на границе с полем внутриплитных гранитов, для которых характерны повышенные содержания Nb, P, Zr, легких РЗЭ (рис. 2.2.4, *A*, *Б*). На диаграмме (Nb/Zr), –Zr [Thieblemont, Tegyey, 1994] гранитоиды также в основном попадают в поле плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и андийские окраины) (рис. 2.2.4, Б), за исключением одного образца с повышенным содержанием Nb, который попадает в поле коллизионных гранитоидов. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG для раннемезозойских гранитоидов, характеризуются повышенными содержаниями крупноионных литофильных (КИЛ) элементов и пониженными содержаниями ВЗЭ элементов относительно состава гранита океанических хребтов, что характерно для островодужных магматитов. Не для всех гранитоидов имеются данные по содержаниям тантала, но для тех, где они есть, отмечается отрицательная Ta-Nb аномалия, типичная для островодужных пород; для других образцов только отрицательная Nb аномалия (рис. 2.2.5, *A*). Спектры РЗЭ, нормированные по хондриту, характеризуются как невысокими (8-20 хондритовых) содержаниями РЗЭ и слабо выраженной отрицательной Еи-аномалией, так и более высокими содержаниями РЗЭ (20-100 хондритовых) и хорошо проявленной отрицательной Eu-аномалией (рис. 2.2.5, Б). Для них характерны также обогащение легкими РЗЭ и практически горизонтальная часть спектра тяжелых РЗЭ.

Как дайки, так и эффузивы позднеюрскораннемелового вулкано-плутонического островодужного комплекса характеризуются большим геохимическим разнообразием. По данным О.Л. Морозова [2001], поля даек и эффузивов на различных вариационных диаграммах перекрывают друг друга и образуют две основные группы, отвечающие толеитовому и известковощелочному трендам дифференциации; составы основных пород локализуются в пределах полей известково-щелочных базальтов и низкокалиевых толеитов островных дуг.

Анализ спайдер-диаграмм для базитовых даек и вулканитов показывает, что при всей вариатив-

ности составов они обладают рядом общих индикаторных черт, указывающих на их сходство с надсубдукционными магматитами: обогащение крупноионными литофильными (КИЛ) элементами относительно высокозарядных при отрицательных аномалиях для Nb, Ta, Zr, Ti. Несмотря на эту общность, выделяется несколько геохимических типов эффузивов и даек основного состава, отвечающих: фракционированным низкокалиевым толеитам островных дуг, известковощелочным базальтам незрелых островных дуг, базальтам с характеристиками E-MORB и близким к шошонитам. Кроме того, только среди даек встречаются высокомагнезиальные базальты и андезибазальты [Морозов, 2001].

Геохимические особенности кислых плутонических членов волжско-валанжинского островодужного комплекса указывают на их генетическое единство с приведенными выше типами основных и средних магматитов. Преобладающие среди субвулканических тел, даек и гипабиссальных интрузий плагиограниты и плагиориолиты характеризуются невысокими содержаниями щелочей (с преобладанием Na₂O), Zr (до 150 г/т), Sr (85–400 г/т), Ba (40–300 г/т) и Rb (6.1-50 г/т) и толеитовым трендом дифференциации [Морозов, 2001]. Они имеют также низкие концентрации Nb (до 3 г/т). Подобные особенности позволяют О.Л. Морозову [2001] не только рассматривать их в качестве крайних по кремнекислотности продуктов дифференциации толеит-базальтовых расплавов, но и предполагать отсутствие значимых признаков контаминации магм сиалическим коровым материалом.

В кислых производных известково-щелочных и субщелочных магм отмечается сопутствующее росту доли K_2O увеличение концентраций Rb и Ba, при пониженных содержаниях Nb и Zr. Трахириолиты и трахириодациты с содержаниями K_2O до 6.6%, при отношениях K_2O/Na_2O от 1 до 10, характеризуются отчетливой тенденцией к увеличению концентраций Rb (до 220 г/т) и Ba (до 1100 г/т) при стабильно низких концентрациях Nb (2 г/т) и Zr (150 г/т). Трахириолиты, возможно, являются ликватами субщелочных островодужных магм, а их «остатком» могли служить либо отмеченные выше шошониты, либо высокотитанистые базальты [Морозов, 2001].

Выводы:

1. В качестве доаккреционных гранитоидов в структуре хребта Пекульней (Западно-Пекульнейский террейн) выделяются: а) раннемезозойские гранитоиды; б) субвулканические образования кислого и умеренно кислого состава, комплекс сближенных даек пестрого состава, гипабиссальные интрузии плагиогранитов и амфиболовых габброидов соответственно позднепалеозойского–раннемезозойского и позднеюрско–раннемелового вулкано-плутонических островодужных комплексов;

2. Раннемезозойские гранитоиды представлены преимущественно гранодиоритами и гранитами, по соотношению содержаний К₂О и SiO₂ относятся к известково-щелочной серии; по индексу глиноземистости являются преимущественно металюминиевыми породами. Гранитоиды имеют характерные признаки плутонических пород, образовавшихся в надсубдукционной обстановке (соотношение Nb и Y, Rb и (Y+Nb), (Nb/Zr)n и Zr, повышенные содержания КИЛ элементов относительно ВЗЭ элементов на спайдерграммах, наличие отрицательной Та–Nb аномалии).

3. Породы кислого состава субвулканических тел, даек и гипабиссальных интрузий позднеюрско-раннемелового островодужного комплекса являются либо крайними по кремнекислотности продуктами дифференциации толеит-базальтовых расплавов с отсутствием значимых признаков контаминации магм сиалическим коровым материалом, либо ликватами субщелочных островодужных магм, «остатком» которых могли быть высокотитанистые базальты или шошониты.

2.3. Береговой террейн, п-ов Тайгонос

Геологический очерк

На тектонической схеме Дальнего Востока (см. рис. 2.1.1) в пределах п-ова Тайгонос выделены Кони-Тайгоносский (КТ) и Таловский (ТЛ) террейны. Они соответствуют Центрально-Тайгоносскому и Береговому террейнам, в составе которых ранее рассматривались слагающие п-ов Тайгонос комплексы при детальных геологических работах [Соколов и др., 1999, 2001] (рис. 2.3.1) и ниже автор использует данные подразделения и приводит краткое описание террейнов.

На севере Центрально-Тайгоносский террейн по Пылгинской зоне смятия граничит с Авековским террейном, сложенным метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, перекрытыми слабодеформированным чехлом верхнего палеозоя [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Жуланова, 1990]. Авековский террейн рассматривается как часть Омолонского микроконтинента, обособившаяся в результате позднепалеозойского рифтогенеза [Тектоника ..., 1980]. Пылгинская зона смятия сложена вулканогенными, туфо-терригенными и терригенно-кремнистыми породами, образующими систему круто наклоненных чешуй и интерпретируется как коллизионная структура, возникшая в позднем мезозое в обстановке сдвига со сжатием в результате закрытия задугового бассейна, образовавшегося в тылу позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской вулканической дуги. Коллизия и закрытие бассейна предшествовали времени образования позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской дуги [Соколов и др., 2001].

Центрально-Тайгоносский террейн представлен вулканогенно-осадочными комплексами, которые образовались в структурах пермскораннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг [Соколов, 1992; Соколов и др., 2001]. Детальное описание палеозойскомеловых вулканогенно-осадочных образований можно найти в работах некоторых авторов [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Филатова, 1988]. Островодужный вулканизм наиболее интенсивно был проявлен в поздней перми, триасе и ранней юре. Эти комплексы служат фундаментом для верхневолжских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований Удско-Мургальской дуги. Вулканогенно-осадочные породы волжского яруса-нижнеальбского подъяруса накапливались как в мелководных морских, так и в континентальных условиях [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978].

юге структуры Центрально-Тайго-Ha носского террейна прорваны гранитоидами крупного полифазного Восточно-Тайгоносского массива раннемелового возраста (⁴⁰Ar/³⁹Ar метод [Бондаренко и др., 1999]; U-Pb SHRIMP метод по цирконам [Лучицкая и др., 2003]). В кровле плутона и тектонических пластинах вдоль Южно-Тайгоносского надвига (см. рис. 2.3.1) встречаются терригенные отложения ордовика, карбона, фрагменты офиолитовых комплексов и верхнеюрско-валанжинские отложения [Некрасов, 1976; Чехов, Паланджян, 1994]. Последние представлены туфотерригенными породами и интерпретируются как фрагменты преддугового бассейна Удско-Мургальской дуги, а более



Рис. 2.3.1. Геологическая схема п-ова Тайгонос, по: [Соколов и др., 2001]

1, 2 – Авековский террейн: 1 – докембрийские образования, 2 – метаморфизованный чехол; 3 – метаморфизованные образования Пылгинской шовной зоны; 4–6 – Центрально-Тайгоносский террейн: 4 – вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя–нижнего мезозоя, 5 – вулканогенно-терригенные образования юры (а) и верхней юрынижнего мела (б) осевой зоны Удско-Мургальской дуги, 6 – туфо-терригенные отложения и комплексы фундамента преддуговой части Удско-Мургальской дуги; 7, 8 – Береговой террейн: 7 – триасово-нижнемеловые терригенные, вулканогенные и кремнистые образования аккреционной структуры, 8 – офиолиты; 9 – гранитоиды поясов: а – Восточно-Тайгоносского, 6 – Прибрежно-Тайгоносского, в – Северо-Тайгоносского; 10 – верхнемеловые базальты ОЧВП; 11 – неоген-четвертичные отложения; 12 – разломы (стрелками обозначены направления перемещений); 13 – Южно-Тайгоносский надвиг; 14 – положение рис. 2.3.2

древние комплексы, в том числе аккретированные офиолиты, являются его фундаментом [Соколов и др., 1999, 2001].

Береговой террейн характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой преимущественно южной вергентности и рассматривается как аккреционная призма, которая образовалась перед фронтом волжско-неокомской Удско-Мургальской вулканической дуги [Соколов и др., 1999, 2001]. Отложения Берегового террейна прорваны интрузивами Прибрежно-Тайгоносского пояса (см. рис. 2.3.1, 2.3.2), датированными, как и Восточно-Тайгоносский плутон, альбским веком (⁴⁰Ar-³⁹Ar метод [Бондаренко и др., 1999], U-Pb SHRIMP метод по цирконам [Лучицкая и др., 2003]).

Аккреционная структура наиболее изучена в районе мыса Поворотный (см. рис. 2.3.2, 2.3.3), где она сложена системой пластин, среди которых центральное положение занимает зона Главного серпентинитового меланжа.

Взаимоотношения пород и петрографический состав плагиогранитных комплексов

Комплекс плагиогранитов и, в меньшей степени, тоналитов представляет собой сложную сеть жил в эффузивных и субвулканических породах основного состава (рис. 2.3.4),

которые, в свою очередь, являются глыбами в Главной зоне серпентинитового меланжа (МГЛ), разделяющей пластины, сложенные вулканогенно-кремнистыми кингевеемской и вулканогенно-осадочными отложениями лагерной толщи (см. рис. 2.3.2). Для плагиогранитов нет данных абсолютного возраста, однако, исходя из геологических соображений (нахождение в виде блока в меланже), они образовались до формирования аккреционной призмы. Становление аккреционной структуры происходило в раннем мелу, так как наиболее молодые комплексы, входящие в ее состав, имеют валанжин-готеривский возраст, а прорывающие ее граниты Прибрежно-Тайгоносского пояса – альбский.

Плагиограниты обладают гипидиоморфнозернистой структурой с участками гранофировой и состоят из кварца, соссюритизированно-



Рис. 2.3.2. Геологическая схема района мыса Поворотный (составлена Г.Е. Бондаренко, с использованием материалов Г.Е. Некрасова)

1 – вулканогенно-кремнистые разрезы кингевеемской толщи, триас-нижний мел; 2 – полимиктовые (средняя-верхняя юра) и вулканомиктовые (верхняя юра-нижний мел) турбидиты неразделенные; 3 – вулканогенно-осадочные разрезы лагерной толщи, средняя-верхняя юра; 4 – тектонизированная олистострома, верхняя юра-нижний мел; 5 – существенно груботерригенная толща с горизонтами вулканомиктовых турбидитов, нижний мел, берриас-готерив; 6 – серпентинитовый меланж; 7, 8 – гранитоиды: 7 – Восточно-Тайгоносского массива, 8 – Прибрежно-Тайгоносского пояса; 9 – габбро, диориты, тоналиты из тектонического блока; 10 – стратиграфические контакты (а), субвертикальные разломы (б), надвиги (в); 11 – элементы залегания; 12 – место отбора образцов плагиогранитов





I – серпентинитовый меланж; 2 – лерцолиты; 3 – гарцбургиты; 4 – габбро; 5 – плагиограниты; 6 – зеленые сланцы (*a*) и амфиболиты (*б*); 7 – кингивеемская толща; 8 – полимиктовые турбидиты; 9 – бониниты; 10 – высокотитанистые базальты; 11 – олистострома; 12 – турбидиты; 13 – витаетглинская толща; 14 – элементы залегания



Рис. 2.3.4. Жилы плагиогранитов в габбро-диабазах (глыба в меланже, см. рис. 2.3.2) *1* – мелкозернистый габбро-диабаз; *2* – плагиогранит зеленовато-серый, мелкозернистый; *3* – плагиогранит белый; *4* – плагиогранитная брекчия; *5* – лейкократовые прожилки в габбро-диабазе

го плагиоклаза, эпидота, хлорита, рудного минерала. Хлорит, возможно, развивается по биотиту. Тоналиты отличаются от плагиогранитов меньшими количествами кварца и присутствием светло-зеленого амфибола в качестве темноцветного минерала, плагиоклаз представлен андезином.

Петро-геохимические характеристики

Химический состав плагиогранитов отражен в табл. 2.3.1 и на диаграммах (рис. 2.3.5, 2.3.6).

Плагиограниты характеризуются высокими содержаниями SiO₂ (73.04–77.03%), низкими содержаниями K₂O (0.06-0.3%), Al₂O₃ (11-12.5%) и низкими отношениями K/Rb = 0.03; тоналиты – SiO₂ 63.84%, K₂O (0.1%), Al₂O₃ (13.7%), K/Rb = 0.01. На треугольной диаграмме Ab-An-Or точки их составов располагаются в области трондьемитов и тоналитов (рис. 2.3.5).

Сравнение содержаний Rb и Zr (7 и 160 г/т соответственно) со средними содержаниями этих элементов в современных аналогах плагиогранитов, драгированных непосредственно в срединно-океанических хребтах, показывает, что они достаточно сходны. Например, в плагиогранитах Срединно-Атлантического хребета (САХ), 2–3° с.ш., их средние содержания составляют: Rb = 2 г/т и Zr = 200 г/т [Рихтер, 1997]. Плагиограниты в последнем случае рассматриваются как конечные продукты фракционирования нормальной габброидной магмы в неглубоких промежуточных очагах.

Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для плагиогранитов мыса Поворотный и плагиогранитов, драгированных в срединно-океанических хребтах, таких, как плагиограниты 2-3° с.ш. [Рихтер, 1997], и трондьемитов 13-17° с.ш. САХ [Силантьев, 1998] существенно отличаются. Спектры РЗЭ плагиогранитов мыса Поворотный характеризуются близкими к горизонтальным распределениями на уровне 20-40 хондритовых, иногда слабо обогащена легкая часть спектра (La_n/Yb_n = 1.01–1.95), хорошо выражена отрицательная Eu-аномалия (Eu_/Eu* = 0.49-0.63, рис. 2.3.6, А). Возрастание суммарного содержания РЗЭ от габбро-диабазов к плагиогранитам и сходство спектров распределения РЗЭ позволяет предполагать, что породы когенетичны (см. рис. 2.3.6, А). Упомянутые выше плагиограниты и трондьемиты САХ характеризуются резким обогащением легкой части спектра РЗЭ [Рихтер, 1997; Силантьев, 1998]. Для трондьемитов 13-17° с.ш. САХ от-
Компонент		Габбро-диабазь	Ы	Тоналиты и плагиограниты					
	c-2415	c-2340	c-2415/1	c-2340/2	c-2340/4	c-2340/1	c-2340/3		
SiO ₂	51.53	51.8	53.71	63.84	73.04	75.51	77.03		
TiO ₂	0.76	0.94	1.03	0.60	0.69	0.43	0.53		
Al ₂ O ₃	13.12	14.68	14.07	13.7	12.22	12.56	11.12		
Fe ₂ O ₃	3.84	2.60	4.91	1.59	0.53	1.34	1.37		
FeO	6.52	4.60	6.60	2.93	0.50	0.58	0.65		
CaO	8.96	12.94	5.97	6.22	3.77	1.61	3.50		
MgO	7.35	5.91	5.05	3.20	1.30	1.03	0.20		
MnO	0.08	0.06	0.09	0.04	0.02	0.02 <0.01			
Na ₂ O	4.07	3.98	4.68	5.83	5.66	6.15	5.47		
K ₂ O	0.04	0.35	0.32	0.10	0.30	0.20	0.06		
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.11	0.01	0.09	0.02	0.02		
LOI	3.30	2.46	3.01	2.31	1.02	0.84	0.40		
Сумма	99.64	100.34	99.56	100.36	99.74	100.33	100.35		
Th	-	-	-	0.9	-	1.5	-		
Zr	-	-	-	120	-	160	-		
Hf	-	-	-	4.4	-	5.9	-		
Nb	-	-	-	2.7	-	3.9	-		
Та	-	-	-	0.06	-	0.10	-		
Y	-	-	-	44	-	37	-		
Rb	-	-	-	7	-	7	-		
Sr	-	-	-	21	-	130	-		
Ba	-	-	-	-	-	-	-		
La	-	1.70	4.60	11.00	11.00	5.60	14.00		
Ce	-	5.30	11.00	28.00	26.00	17.00	31.00		
Nd	-	4.90	9.50	19.00	18.00	11.00	19.00		
Sm	-	1.80	3.40	6.00	5.60	3.20	5.70		
Eu	-	0.35	0.95	1.10	1.40	0.93	1.40		
Tb	-	0.51	0.83	1.20	1.30	0.92	1.30		
Yb	-	2.00	3.20	4.60	4.60	3.70	4.80		
Lu	-	0.32	0.50	0.71	0.73	0.65	0.82		
La _n /Yb _n	-	0.57	0.96	1.60	1.60	1.01	1.95		
La _n /Sm _n	-	0.84	1.1	1.03	1.11	0.87	1.19		
Eu,/Eu*	-	0.63	0.89	0.49	0.63	0.63	0.56		

Таблица 2.3.1. Главные (мас.%) и редкие (г/т) элементы в габбро-диабазах и плагиогранитах из блоков в Главном серпентинитовом меланже мыса Поворотный

Примечание: Главные элементы измерены методом мокрой химии; редкие – методом РФА; редкоземельные – методом нейтронной активации, аналитик С.М. Ляпунов



Рис. 2.3.5. Диаграмма Ab-An-Or (A) Rb-(Y+Nb) (Б) для плагиогранитов Берегового террейна

ношения (Ce/Yb)_n и (La/Sm)_n составляют 5.4 и 10.9; 3.3 и 4.2, соответственно. По мнению С.А. Силантьева [1998], геохимические черты и данные по составам минералов трондьемитов свидетельствуют о том, что они не могли сформироваться при фракционной кристаллизации расплава, родоначального для вмещающих их габбро. Происхождение трондьемитов он связывает с более глубинным источником, имеющим геохимические черты, свойственные источникам типа E-MORB.

На диаграмме Rb-(Y+Nb) точки составов плагиогранитов мыса Поворотный располагаются на границе полей гранитов вулканических дуг и океанических хребтов (рис. 2.3.5, Б). Сравнение спайдер-диаграмм элементовпримесей, нормированных на хондрит, для плагиогранитов мыса Поворотный и плагиогранитов офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [Elton, 1991] показывает, что и те, и другие имеют отрицательные аномалии Та и Ті (рис. 2.3.6, Б), свидетельствующие об их надсубдукционном происхождении [Pearce, Norry, 1979; Elthon, 1991]. Отрицательные аномалии Та и Nb также хорошо видны на спайдердиаграммах элементов-примесей, нормированных на ORG [Pearce et al., 1984] (рис. 2.3.6, *B*).

Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ плагиогранитов и трондъемитов офиолитов Омана, района Максад, рассматриваемые [Amri et al., 1996] как сформировавшиеся в срединноокеаническом хребте, отличаются от плагиогранитов мыса Поворотный: они имеют более низкие суммарные содержания РЗЭ и характеризуются положительными Еи-аномалиями (рис. 2.3.6, Γ). Необходимо, однако, отметить, что в ряде работ офиолиты Омана и ассоциирующие с ними плагиограниты относятся к надсубдукционному типу [Searle, Cox, 1999; Cox, 1999]. На рис. 2.3.6, Γ показаны также спектры РЗЭ плагиогранитов Троодоса и тоналитов комплекса Танзава Идзу-Бонинской дуги и отмечается их сходство с плагиогранитами мыса Поворотный.

На диаграмме (Nb/Zr)_N–Zr [Thieblemont, Tegyey, 1994] точки составов плагиогранитов располагаются в поле плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и андийские окраины) (рис. 2.3.6, Д).

Плагиограниты могли образоваться либо в результате частичного плавления габброидов, либофракционнойкристаллизациимафической магмы. Сходство хондрит-нормализованных спектров РЗЭ для габбро-диабазов и плагиогранитов и постепенное возрастание суммарных содержаний РЗЭ от габбро-диабазов к плагиогранитам скорее свидетельствует в пользу второго варианта. Отрицательные аномалии Та, Nb, и Ti на спайдерграммах плагиогранитов указывают на надсубдукционную обстановку, в которой происходило формирование плагиогранитов (см. рис. 2.3.6).



Рис. 2.3.6. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ (*A*, *Б*, *Г*), спайдер-диаграмма элементов-примесей, нормированных на ORG (*B*), диаграмма (Nb/Zr)_{*n*}–Zr (*Д*) для плагиогранитов и габбродиабазов мыса Поворотный и плагиогранитов офиолитов

1 – плагиограниты мыса Поворотный; 2 – габбро-диабазы; 3 – трондьемиты Бей-оф-Айлендс; 4 – плагиограниты офиолитов Троодоса; 5 – тоналиты комплекса Танзава, Идзу-Бонинская дуга; 6 – плагиограниты р-на Максад, офиолиты Омана

Выводы:

1. Плагиогранитный комплекс мыса Поворотный в южной части п-ова Тайгонос является принадлежностью офиолитового разреза, сформированного в надсубдукционной обстановке, фрагменты которого присутствуют в аккреционной структуре.

2. Плагиограниты имеют ряд геохимических характеристик, сближающих их как с конечными дифференциатами кислого состава базальтов срединно-океанических хребтов (содержания Rb, Zr), так и с плагиогранитами офиолитов, сформированных в надсубдукционной обстановке (отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti).

3. Данные по редкоземельным элементам позволяют предполагать происхождение плагиогранитов в связи с фракционной кристаллизацией габброидной магмы.

2.4. Террейны Пенинсула, Врангелия, Александер, Центральная-Южная Аляска и террейны Коюкук, Тогиак, Западная–Центральная Аляска

Аляска состоит из коллажа тектоностратиграфических террейнов, большая часть которых была транспортирована и аккретирована к Северной Америке в позднемезозойское– раннетретичное время (рис. 2.4.1) [Jones et al., 1984; Silberling et al., 1994; Nokleberg et al., 2001; Fuis et al., 2008]. В составе террейнов присутствуют гранитоиды, которые характеризуют доаккреционную историю развития палеоструктур и являются предметом рассмотрения данной главы.

Мезозойские доаккреционные гранитоидные комплексы Аляски входят в состав плутонических поясов позднетриасово-среднеюрского (батолиты Тэйлор-Маунтин, Биг Крик, Джим Крик, Крэг Маунтин, террейн Юкон-Танана Восточной–Центральной Аляски; плутоны габбро-диорит-тоналитового состава, террейн Пенинсула Южной–Центральной Аляски) и позднеюрско-раннемелового возраста (тоналиты, трондьемиты, гранодиориты, террейн Коюкук Западной–Центральной Аляски, террейн Тогиак Юго-Западной Аляски и террейн Врангелия Южной–Центральной Аляски).

Геологический очерк

Три крупных террейна, Врангелия, Пенинсула и Александер [Jones et al., 1984; Nokleberg et al., 1994, a, б], составляют основную часть территории Центральной–Южной Аляски (см. рис. 2.4.1). Установлено, что, начиная со среднего карбона, террейны Александер и Врангелия имеют общую историю развития, а с позднего триаса, возможно, позднего палеозоя, к ним присоединился террейн Пенинсула. В связи с этим при геологическом описании они часто рассматриваются как композитный (composite) террейн Врангелия (КТВ). Северным ограничением этого террейна является разлом Денали, южным – разлом Бордер Рэндж.

Террейн Врангелия. В состав террейна входят: 1) допозднепалеозойская ассоциация метаосадочных и метагранитных пород; 2) морские вулканические и осадочные породы позднекаменноугольного и пермского возраста; 3) пермские известняки и аргиллиты; 4) позднепалеозойские плутонические породы; 5) мощная толща верхнетриасовых субморских и субаэральных базальтов и ассоциирующих с ними мафических и ультрамафических интрузивных пород; 6) верхнетриасовые и нижнеюрские мелководные и глубоководные известковые осадочные породы; 7) среднеюрскиевулканогенно-обломочные, нижнемеловые обломочные породы (формация Чизана) и флишевые отложения (пояс Гравина-Нутсотин); 8) меловые отложения морских бассейнов [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, a].

Перечисленные выше комплексы террейна Врангелия образуют фрагменты позднепалеозойской энсиматической островной дуги Сколай (основание террейна) [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, 2001]; позднетриасовой рифтовой [Jones et al., 1977; Nokleberg et al., 1985, 1994] или плюмовой [Richards et al., 1991; Nokleberg et al., 2001] вулкано-плутонической ассоциации и перекрывающих ее мелководных карбонатных отложений; позднеюрской и раннемеловой островных дуг Читина и Чизана и синхронных им флишевых бассейнов [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, a, 6, 2001].

Аллохтонное происхождение террейна Врангелия было впервые установлено по палеомагнитным данным для позднетриасовых базальтов, которые показали, что они образовались на 28–30° южнее своего современного положения [Jones et al., 1977]. Более поздние аналогичные данные подтвердили этот факт [Nokleberg et al., 2001]. Таким образом, установлены значительные перемещения (до 3000 км) композитного террейна Врангелия вдоль Северо-Американской





континентальной окраины преимущественно левосдвигового типа [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, a, б, 2001]. Аккреция КТВ к континентальной окраине происходила в интервале от среднего мела до раннетретичного времени [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, 2001].

Перекрывающие постаккреционные отложения террейна Врангелия – это среднетретичные– голоценовые субаэральные вулканические, обломочные и гипабиссальные породы окраинноконтинентальной дуги Врангелия [Miller, Richter, 1994].

Террейн Александер. Сложен в основном метаморфическими породами группы Каскавулш ранне-среднепалеозойского возраста. Они интенсивно рассланцованы и смяты в складки, представлены мраморами, зеленокаменными породами, метаграувакками, филлитами, сланцами, метаграувакками, филлитами, сланцами, метаалевролитами, метавулканитами основного состава и метавулканокластическими породами общей мощностью в несколько тысяч метров. Степень метаморфизма варырует от зеленосланцевой до амфиболитовой.

Террейн Александер интерпретируется как фрагмент долгоживущей раннесреднепалеозойской островодужной системы [Gehrels, Saleeby, 1987; Gehrels, Berg, 1994].

Сшивающей интрузией для террейнов Александер и Врангелия является плутон Барнард Глэсиер позднекаменноугольного возраста. Он интрудирует метаморфические породы группы Каскавулш террейна Александер и верхнекаменноугольные отложения террейна Врангелия [Nokleberg et al., 1994, a, б]. Нижнепермские отложения формации Стэйшион Крик террейна Александер несогласно перекрывают метаморфические породы группы Каскавулш.

Террейн Пенинсула. Террейн Пенинсула Южной Аляски (см. рис. 2.4.1, 2.4.2) является достаточно сложно построенным образованием и, по данным [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, а, б], состоит из: 1) палеозойских (?) метаморфических пород; 2) верхнепалеозойскихверхнетриасовых вулканических пород и известняков; 3) вулканических пород базальтандезитового состава, туфов и вулканогенноосадочных пород верхнетриасовойнижнеюрской формации Талкитна; 4) мафитультрамафитовых ассоциаций Бордер-Рэндж и Тонсина позднетриасового-среднеюрского возраста; 5) ранне-среднеюрских гранитоидов, составляющих наиболее древнюю часть батолита Аляскинско-Алеутского хребта.

Палеозойские(?) метаморфизованные образования (1) зеленосланцевой–амфиболитовой фации вдоль южной окраины террейна Пенинсула авторы [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, а, б] относят к основанию террейна Пенинсула. Их протолитом являются преимущественно осадочные (сланцы, кремни, граувакки, известняки) и вулканические (базальты) породы, которые сопоставляются с аналогичными породами террейна Александер или южной метаморфизованной части террейна Врангелия. Неметаморфизованные верхнепалеозойские–верхнетриасовые вулканические породы и известняки (2) коррелируются с соответствующими отложениями дуги Сколай террейна Врангелия.

В палеотектоническом плане в мезозое террейн Пенинсула представляет собой энсиматическую островную дугу Талкитна позднетриасового-раннеюрского возраста. По данным Дж. Амато и др. [Amato et al., 2007] вулканогенно-осадочная формация Талкитна (3) накапливалась в течение 40 млн лет с 207±5 по 167 млн лет (U-Pb метод по цирконам, лазерная абляция). По мнению Р. Клайфта и др. [Clift et al., 2005] разрез дуги Талкитна представляет собой наиболее хорошо сохранившийся и наиболее полный коровый разрез энсиматической островной дуги. Собственно островодужный комплекс представлен базальтами и андезитами формации Талкитна. Кроме того, присутствуют метаморфизованные тела основного и ультраосновного состава ассоциаций Бордер-Рэндж и Тонсина (4), которые представляют собой части нижней коры и верхней мантии островодужной постройки [Burns, 1985; Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, a, 6; Rudnick, 2003]. Koровый разрез дуги Талкитна характеризуется также присутствием плутонов кислого состава ранне-среднеюрского возраста.

Ранне-среднеюрские гранитоиды, составляющие наиболее древнюю часть батолита Аляскинско-Алеутского хребта (5), которые также входят в состав террейна Пенинсула сопоставляются с гранитоидами того же возраста островодужного корового разреза дуги Талкитна и рассматриваются ниже.

На большей своей части террейн Пенинсула прорван позднемеловыми-третичными магматическими породами Аляскинско-Алеутского батолита (см. раздел 4.4) и пояса Аляскинского хребта – гор Талкитна.

Перекрывающие постаккреционные образования – эоценовые – нижнемиоценовые вулкани-



ческие и вулканогенно-обломочные образования и позднетретичные-четвертичные вулканические и осадочные породы Алеутской дуги. Аляски, протягивается и состоит из двух четко различающихся ассоциаций (см. рис. 2.4.1, рис. 2.4.3): 1) комплекс измененных вулканических пород основного состава и плутонические породы основного–ультраосновного

Террейн Коюкук. Террейн занимает область бассейна Юкон-Коюкук Западной-Центральной



Рис. 2.4.3. Геологическая схема досреднемеловых террейнов и среднемеловых-кайнозойских перекрывающих образований Западной–Центральной Аляски, по: [Patton et al., 1994]

состава неопределенного, возможно позднепалеозойского или раннемезозойского возраста и прорывающие их средне-позднеюрские плутоны кислого состава (к югу от разлома Калтаг); 2) вулканические и вулканокластические породы позднеюрского (?) и раннемелового возраста. Последние несогласно перекрывают средне-позднеюрские плутоны кислого состава и мафит-ультрамафитовый комплекс. Кроме того, образования террейна прорваны среднепозднемеловыми гранитоидными плутонами (см. рис. 2.4.3, а также раздел 3.7).

Террейн Коюкук интерпретируется как средне-позднеюрская интраокеаническая вулканическая дуга Юкон-Коюкук, которая испытала коллизию с окраиной Северной Америки в раннемеловое (112 млн лет) время [Nokleberg et al., 2001; Moore, Potter, 2007].

Перекрывающими образованиями являются средне-верхнемеловые терригенные породы, верхнемеловые и нижнетретичные вулканические и плутонические породы и верхнетретичные и четвертичные базальты.

Террейн Тогиак. Расположен в югозападной Аляске (см. рис. 2.4.1) и состоит из двух комплексов [Nokleberg et al., 2001]. Первый, структурно нижезалегающий комплекс в юго-западной части террейна, представлен офиолитовой ассоциацией, которая включает ультрамафиты, габброиды, позднетриасовые пиллоу-базальты с характеристиками N-MORB. Он перекрывается вторым комплексом, состоящим из раннеюрских-раннемеловых вулканогенно-осадочных отложений, включающих морские вулканомиктовые песчаники, конгломераты, сланцы, туфосилициты, в меньших количествах глинистые известняки и морские до наземных андезиты, базальты, брекчии и туфы. По данным Дж. Декера и др. [Decker et al., 1994] второй комплекс выделяется как субтеррейн Кулукак и представлен в основном вулканомиктовыми турбидитами юрского возраста. Породы террейна Тогиак претерпели метаморфизм низких ступеней (пренит-пумпеллиитовая и зеленосланцевая фации), но лишены сплошной метаморфической сланцеватости.

Дуги Тогиак и Коюкук были отделены друга от друга, но представляли собой фрагменты единого магматического фронта, формировавшегося над падающей на юго-запад зоной субдукции вблизи Северо-Американского континента в среднеюрское время [Decker et al., 1994]. Аккреция дуг к континенту происходила в позднеюрско-раннемеловое время [Decker et al., 1994].

Перекрывающими образованиями являются турбидитовые, в меньшей степени мелководноморские и флювиальные отложения группы Кускоквим альб-коньякского возраста мощностью около 10 км [Decker et al., 1994]. Они заполняют бассейн юго-западного простирания, занимающий значительную (около 70 км²) площадь Юго-Западной Аляски.

Террейн Юкон-Танана. Террейн подстилает большую часть Восточной Аляски, Южного-Центрального Юкона и наиболее северную часть Британской Колумбии (см. рис. 2.4.1). Террейн сложен преимущественно палеозойскими породами, которые подразделяются на три комплекса: пассивной окраины додевонского возраста, представленной метапелитами и кварцитами с подчиненным количеством мраморов и амфиболитов; энсиалической или окраинно-континентальной дуги девонского-нижнекаменноугольного возраста, представленной метавулканитами основного и кислого состава с подчиненным количеством ортогнейсов и графитовых сланцев; пермских метавулканитов кислого состава и ассоциирующих с ними ортогнейсов [Mortensen, Jilson, 1985; Symons et al., 2000; Day et al., 2000, a, b].

Кроме того, выделяется комплекс отложений океанического бассейна позднепалеозойскотриасового возраста, который отделял континентальный блок от окраины Северо-Американского континента [Foster et al., 1994]. Степень метаморфизма отложений меняется от низов зеленосланцевой фации до амфиболитовой высоких давлений [Foster et al., 1994]. В северо-восточной части террейна в тектоническом окне выделяется небольшой фрагмент эклогитов и глаукофансланцевых пород, для которых наиболее древние датировки соответствуют раннеордовикскому возрасту (K-Ar метод) [Foster et al., 1994].

Постаккреционными образованиями в восточной части террейна являются меловые и кайнозойские вулканиты, меловые гранитоиды, а также позднемеловые и третичные осадочные отложения, образующие небольшие континентальные бассейны.

Взаимоотношения пород, петрографический состав интрузивных комплексов

Террейн Юкон-Танана. Плутоны позднетриасово-среднеюрского этапа гранитоидного магматизма прорывают палеозойские метаморфические образования, характеризуются массивными текстурами, хотя локально имеют рассланцованные и тектонизированные контакты. Они представлены батолитами Тэйлор Маунтин, Биг Крик, Джим Крик, Крэг Маунтин, плутоном Маунт Вета и другими. Батолиты образуют пояс, протягивающийся примерно на 800 км. Возраст гранитоидов, по данным U-Pb и ³⁹Ar-⁴⁰Ar датирования, составляет 220–185 млн лет [Mortensen et al., 2000].

Наиболее крупный батолит Тэйлор Маунтин имеет площадь 648 км². Южный контакт плутона резкий, без термальных контактовых изменений во вмещающих породах; на северо-востоке плутона вмещающие породы преобразованы в результате контактового метаморфизма, также развиты силлы и дайки. Возраст плутона составляет 198–180 млн лет (K–Ar метод, [Foster et al., 1994]), 177 млн лет (K–Ar метод, [Foster et al., 1994]); 209 \pm 3 млн лет (⁴⁰Ar-³⁹Ar метод по роговой обманке) [Cushing, 1984], 212 млн лет (U–Pb метод по сфену) [Aleinikoff et al., 1981], что укладывается в интервал позднего триаса–ранней юры.

Батолит Тэйлор Маунтин сложен среднезернистыми гранитами, в подчиненном количестве присутствуют гранодиориты и диориты. Граниты состоят из плагиоклаза (олигоклаза– андезина), калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, рудными минералами.

Вблизи батолита Тэйлор Маунтин картируются небольшие согласные тела биотитроговообманковых тоналитов–гранодиоритов и диоритов–монцодиоритов, имеющие рассланцованную текстуру. Эти тела секутся дайками слабо рассланцованных среднезернистых лейкогранитов и трондьемитов, содержащих биотит, локально развиты гранат и эпидот. Возраст цирконов из лейкогранитов составляет 196 \pm 4 млн лет (U-Pb SHRIMP метод); есть также реликтовые зерна цирконов с возрастом 343 \pm 4 млн лет [Day et al., 2000, a, b].

Плутон Маунт Вета представлен кварцевыми монцонитами и роговообманковоплагиоклазовыми порфирами. Кварцевые монцониты представлены как равномернозернистыми, так и крупнозернистыми порфировыми разностями. Абсолютные датировки плутонов составляют 177 млн лет (К–Аг метод по роговой обманке [Foster et al., 1994], 209 ± 3 млн лет (⁴⁰Ar–³⁹Ar метод, [Cushing, 1984]). Батолит Биг Крик прорывает палеозойские метаосадочные породы, имеет площадь около 400 км² и вытянут в северо-восточным направлении (рис. 2.4.4). Батолит интрудируется в свою очередь плутоном Даусон Рэндж раннемелового возраста и перекрыт вулканическими породами (преимущественно андезитами) группы Нансен позднемелового возраста (см. рис. 2.4.4). Абсолютный возраст батолита составляет 197 ± 5 и 187 ± 7 млн лет (U-Pb метод по циркону и сфену соответственно) [Symons et al., 2000]; 188.8 ± 3.8 и 184 ± 7 млн лет (K-Ar метод валовый [Foster et al., 1994] и K-Ar метод по роговой обманке [Foster et al., 1994] соответственно).

Батолит Биг Крик состоит из среднекрупнозернистых гранитов, в подчиненном количестве присутствуют роговообманковые сиениты и монцогаббро.

Батолиты Джим Крик и Крэг Маунтин сложены серией плутонов гранитного состава, однако в целом, в поясе батолитов позднетриасового–раннеюрского возраста распространены также породы среднего, реже основного состава того же возраста [Mortensen et al., 2000]. Кроме того, присутствуют рои даек и силлов кислого состава. В породах среднего состава фиксируются следы магматического течения. Некоторые порфировидные разности характеризуются наличием вкрапленников калиевого полевого шпата с зональным распределением мелких включений биотита.

Позднетриасово-раннеюрские плутоны сходны по составу и возрасту с плутоническими породами серии Клотассин на территории Юкона, пограничной между Аляской и Канадой. Последние рассматриваются как корневые части дуги, расположенной на континентальном блоке, который аккретировал к окраине в среднеюрское время [Foster et al., 1994]. Эпизоды магматической активности того же позднетриасового–раннеюрского возраста отмечаются в ряде работ [Armstrong, 1988; Mortensen, 1988] для западной части Британской Колумбии (214–200 и 214–190 млн лет, соответственно).

К этому же позднетриасово-среднеюрскому этапу относятся *ранне-среднеюрские* плутоны террейна Пенинсула, *среднеюрские* плутоны террейнов Коюкук и Тогиак. Раннесреднеюрские плутоны террейна Пенинсула составляют примерно 30–40% корового разреза энсиматической дуги Талкитна. Большая



Рис. 2.4.4. Геологическая карта батолита Биг Крик, по: [Symons et al., 2000]

часть нижнекорового разреза представлена монотонными габбро-норитами. В нижней части прослеживается горизонт мафических гранатовых гранулитов, перекрывающих 500 метровый слой пироксенитов (преимущественно клинопироксеновых вебстеритов), в свою очередь, перекрывающих реститовые мантийные гарцбургиты с 10% дунитов (рис. 2.4.5). Оценки Р-Т-условий по гранулитам составляют 1000°С и 10 кбар [DeBari, Coleman, 1989; Kelemen et al., 2003], что указывает на то, что мощность коры была около 30 км. Венчающие разрез вулканиты имеют мощность 5-7 км и среди них выделяются высоко-магнезиальные базальты, магнезиальные андезиты, а также дифференцированная известково-щелочная серия от андезитов до риодацитов и риолитов.

Вдоль южного ограничения террейна Пенинсула по разлому Бордер-Рэндж выделяется останец габброидов Кланелничина, который полого залегает на породах комплекса Мак-Хьюг террейна Чугач (см. описание в разделе 3.4.) и принадлежит разрезу дуги Талкитна. Останец сложен габбро-норитами, двупироксеновыми кварцевыми диоритами и тоналитами, метаморфизованными в гранулитовой фации (T = 700°C и P = 7 кбар).

Плутоны среднего-кислого состава имеют небольшой размер, менее чем 20 км², вытянутую в плане форму и находятся в сложных структурных и интрузивных соотношениях с мафит-ультрамафитовым комплексом, упомянутым выше [Burns, 1985; Miller, 1994]. Вместе они образуют пояс, протягивающийся на 1000



Рис. 2.4.5. Геологическая карта и разрез в горах Бернард, р-н Тонсина, где обнажены комплексы позднетриасово-раннеюрской дуги Талкитна, по: [DeBari, Coleman, 1989] (*A*) и схематичный разрез дуги Талкитна, по: [Kelemen et al., 2003] (*B*)

1 – гарцбургиты; *2* – пироксениты; *3* – габбро-нориты; *4* – диориты, тоналиты, гранодиориты; *5* – дайки габбро; *6* – вулканиты формации Талкитна; *7* – серпентинитовый меланж км вкрест Южной Аляски от о-ва Кодьяк через п-ов Кенай (Кепаі) в северную часть гор Чугач и горы Талкитна. Возраст плутонов среднего–кислого состава, определенный разными методами, попадает в интервал от позднего триаса до поздней юры, но большая часть значений относится к ранней–средней юре: 217 ± 10 (U-Pb метод) [Roeske et al., 1989]; 197 ± 11 и 188 ± 11 (K-Ar метод) [Hudson, 1985]; 199-175 (U-Pb метод) [Rioux et al., 2007]; 183-164 (п-ов Аляска) и 177–156 (горы Талкитна) (U-Pb метод) [Rioux et al., 2007].

Плутоны имеют как резкие интрузивные контакты с вмещающими породами, так и контакты с переходными зонами мигматитов, локально развиты дайки и термальные ореолы во вмещающих породах. Плутоны представлены габброидами, кварцевыми диоритами, тоналитами, в меньшей степени гранодиоритами.

Плутоны *ранне-среднеюрского* возраста составляют наиболее древнюю часть сложнопостроенного батолита Аляскинско-Алеутского хребта и его продолжения в горах Талкитна в составе террейна Пенинсула (рис. 2.4.6). Плутоны интрудируют нижнеюрские отложения формации Талкитна: ассоциацию базальтовых, андезитовых и дацитовых потоков и вулканокластических пород с подчиненным количеством сланцев и граувакк [Barker, 1994]. Возраст плутонов составляет 174–158 млн лет [Miller, 1994].

Плутонические породы представлены роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами, тоналитами (рис. 2.4.7, *A*), реже гранодиоритами и монцонитами и относятся к известково-щелочной серии [Miller, 1994]. Мафические фазы в виде роговообманковых габбро и диоритов встречаются в подчиненном количестве. Они, вероятно, более ранние, хотя интрузивные соотношения между породами основного и кислого состава очень сложные.

Террейны Коюкук и Тогиак. Среднеюрские плутоны образуют линейно вытянутый ограниченный разломами пояс шириной 80 км. В отдельных районах наблюдается интрузивный контакт с пиллоу-базальтами, диабазами, габбро и серпентинизированными ультрамафитами [Patton et al., 1994]. Плутоны интенсивно рассланцованы и раздроблены. К-Аг датировки по минералам дают интервал возрастов 173 \pm 9–154 \pm 6 млн лет [Patton et al., 1994]. Обломки пород плутонов встречаются в перекрывающих нижнемеловых вулканокластических отложениях [Patton, Moll, 1985].

Плутоны сложены тоналитами и трондьемитами, хотя локально превращены в розовые граниты в результате калиевого метасоматоза по зонам разломов и рассланцевания.

Среднеюрские плутоны террейна Тогиак прорывают верхнетриасово-нижнеюрские вулканические и вулканокластические отложения. К–Аг датировки дают интервал возраста плутонов 186–162 млн лет [Вох, 1985].

Состав плутонов варьирует от роговообманковых габбро-диоритов до биотитроговообманковых гранодиоритов.

Террейн Врангелия. К позднеюрскораннемеловому этапу гранитоидного магматизма относятся позднеюрские и раннемеловые плутоны террейна.

Позднеюрские плутоны образуют узкий пояс в южной части Восточной-Центральной Аляски, протягивающийся от территории Юкона и северо-западной части Британской Колумбии до о-ва Чичагофф в Юго-Восточной Аляске [Miller, 1994]. Т. Хадсон относил позднеюрские плутоны к поясу Тонзина–Чичагофф и рассматривал их как корневые части позднеюрской магматической дуги. Эта дуга образовалась на южной окраине композитного террейна Врангелия и Дж.Плафкер с соавторами [Plafker et al., 1989] выделяет ее под названием Читина.

Позднеюрские плутоны, как правило, имеют овальную форму в плане, параллельны региональным структурам, их края рассланцованы и милонитизированы. Плутоны прорывают раннекаменноугольные метаморфизованные карбонатные отложения террейна Врангелия и несогласно перекрываются раннемеловыми осадочными породами. Возраст плутонов находится в интервале 160–140 млн лет (U-Pb метод по цирконам 153 млн лет и K-Ar возраст от 138 до 157 млн лет [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, 6]).

Т. Хадсон [1983] описывал, что характерными породами, слагающими плутоны, являются биотит-роговообманковые кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты. По данным Дж. Плафкера и У. Ноклеберга с соавторами [Plafker,1989, Nokleberg et al., 1994, б] большая часть плутонов представлена диоритами с подчиненным количеством тоналитов, кварцевых диоритов и трондьемитов.

Пояс *раннемеловых* плутонов расположен в восточной части хребта Аляска (Восточная– Центральная Аляска) на северном фланге тер-



Рис. 2.4.6. Карта распространения Аляскинско-Алеутского батолита и плутонических пород юрской магматической дуги, по: [Reed et al., 1983]



Рис. 2.4.7. Диаграммы Ab–An–Or (*A*) для ранне-среднеюрских гранитоидов Аляскинско-Алеутского хребта (террейн Пенинсула), по [Reed et al., 1983], Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)– Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) (*B*), Rb–Y+Nb (*B*) и спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG (*I*) для позднетриасово-раннеюрских гранитоидов террейна Юкон-Танана, по: [Mortensen et al., 2000]. Серое поле – батолит Тейлор Маунтин

рейна Врангелия к югу от разлома Денали. Пояс простирается вкрест территории Юкона и севера Британской Колумбии в юго-восточную Аляску. Т. Хадсон [1983] включал его в упомянутый выше пояс Нутсотин-Чичагофф вместе с позднеюрскими плутонами, а Х. Берг с коллегами [Berg et al., 1972] определял его как пояс Гравина-Нутсотин. В Восточной–Центральной Аляске этот пояс состоит из двух крупных тел – плутона Набесна (250 км²), плутона Клейн Крик (305 км²) и шести небольших штоков (менее 30 км²).

К-Аг датировки по роговой обманке и биотиту из пяти плутонов хребта Аляска имеют разброс от 117 до 105 млн лет [Miller, 1994]. Плутоны интрудируют отложения формации Чизана раннемелового возраста. Она представлена морскими и субаэральными вулканическими и вулканокластическими породами, преимущественно потоками андезитов и андезибазальтов, их брекчиями, граувакками и конгломератами, общая мощность более 2500 м. Гранитоидные плутоны рассматриваются как корневые части одноименной дуги Чизана (по Дж.Плафкеру [Plafker et al., 1989]).

Плутонические породы массивные, в основном равномернозернистые. Они четко дискордантны по отношению к вмещающим породам и содержат обильные ксенолиты.

По составу плутоны варьируют от диоритов до гранитов, в меньшей степени развиты сиенодиориты, монцониты и трондьемиты. Наи-

более часто встречающиеся породы – гранодиориты и тоналиты.

Петро-геохимические характеристики

Террейн Юкон-Танана. Для плутонов позднетриасового-раннеюрского этапа гранитоидного магматизма, включая батолит Тэйлор Маунтин, отмечается преимущественно низкоглиноземистый состав пород, за исключением некоторых даек кислого состава, попадающих в поле высокоглиноземистых пород (рис. 2.4.7, *Б*) [Mortensen et al., 2000]. На диаграмме Дж. Пирса [1984] Rb–(Y+Nb) все породы относятся к классу гранитов вулканических дуг (рис. 2.4.7, *B*), что подчеркивается Nb минимумами на спайдер-диаграммах, характерными для пород островодужного генезиса (рис. 2.4.7, *Г*).

Содержание SiO₂ в тоналитах–гранодиоритах вблизи плутона Тэйлор Маунтин варьирует от 63.6 до 75.7 %. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ всех разновидностей пород обогащены легкими РЗЭ и имеют плоский спектр тяжелых РЗЭ или деплетированы ими; Еuаномалия либо не выражена, либо положительная (рис. 2.4.8, *A*, *Б*). На рис. 2.4.8, *A* видно, что по мере роста содержаний SiO₂ (от 68.8 до 73.2%) в гранитоидах происходит снижение суммарных содержаний РЗЭ и Zr. Такое поведение элементов, по мнению авторов [Day et al., 2000, a, b], согласуется с механизмом фракционной кристаллизации при формировании гранитоидов.

Суммарные содержания РЗЭ в лейкогранитных и трондьемитовых дайках низкие, хондрит-нормализованные спектры РЗЭ характеризуются четко выраженной положительной Еu-аномалией (рис. 2.4.8, *B*), что отражает высокие содержания плагиоклаза и низкие содержания мафических и акцессорных минералов в образцах.

На диаграмме, Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] точки составов тоналитов и диоритов, монцодиоритов располагаются в поле гранитов вулканических дуг (рис. 2.4.7, *B*).

По данным изотопии свинца для пород батолита Тэйлор Маунтин установлено преимущественно океаническое происхождение пород источника магм [Foster et al., 1994].

Террейна Пенинсула. Кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты ранне-среднеюрских плутонов террейна относятся к породам низкосреднекалиевой известково-щелочной серии [Miller, 1994; Rioux et al., 2007]. Габбро-нориты, которые прорываются диоритами, тоналитами, и андезиты имеют параллельные плоские хондрит-нормализованные спектры РЗЭ с постепенным возрастанием суммарных содержаний РЗЭ от габбро-норитов к тоналитам (на уровне 5–6 хондритовых – габбро-нориты, 20– 30 хондритовых – тоналиты и андезиты) (рис. 2.4.9, *A*). Спектры тоналитов и андезитов идентичны, что может указывать на их комагматичность. Наличие положительной Еu-аномалии в габбро-норитах и комплементарной ей отрицательной Eu-аномалии в тоналитах массива предполагает фракционирование плагиоклаза.

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на гранит океанических хребтов для тоналитов и вулканитов сходны между собой и имеют характеристики островодужных магматитов: обогащение КИЛ элементами относительно ВЗЭ элементов, Та-Nb минимум (рис. 2.4.9, *Б*). По данным [Rudnick, Gao, 2003], они также имеют высокие отношения Th/Nb, La/Nb, Ba/La, Pb/Ce, и Sr/Nd. Многие вулканиты имеют низкие отношения Eu/Sm, указывающие на фракционирование плагиоклаза. Гранатовые диориты – тоналиты останца Кланелничина деплетированы КИЛ и ВЗЭ элементами относительно гранита океанических хребтов (рис. 2.4.9, *Б*).

Для габбро-норитов характерны высокие отношения Th/Nb, La/Nb, Ba/La, Pb/Ce, и Sr/Nd [Rudnick, Gao, 2003]. Высокие отношения Ti/ Dy во многих образцах габбро-норитов указывают, по мнению [Rudnick, Gao, 2003], на кумулятивный магнетит, а высокое отношение Eu/ Sm отражает аккумуляцию плагиоклаза.

Мафические гранатовые гранулиты из района Тонсина и габбронориты характеризуются низкими отношениями тяжелых редких земель к средним, поэтому Р. Рудник, С. Гао [2003] считают, что гранаты в мафических гранулитах имеют метаморфическое происхождение. Напротив, кварцевые диориты и тоналиты останца Кланелничина имеют повышенные отношения тяжелых редких земель к средним, что предполагает наличие кумулятивного магматического граната [Rudnick, Gao, 2003].

Средне-позднеюрские плутоны Аляскинско-Алеутского батолита террейна Пенинсула по содержанию SiO₂ различаются от 45,6 до 67,6%; Na₂O значительно преобладает над K₂O; породы относятся к известково-щелочной серии и характеризуются низкими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7033–0.7037 [Miller, 1994].





Рис. 2.4.8. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для тоналитов, гранодиоритов (*A*), диоритов, монцодиоритов (*Б*) и лейкогранитов, трондьемитов (*B*) из рассланцованных тел вблизи батолита Тейлор Маунтин, террейн Юкон-Танана, Восточная-Центральная Аляска [Day et al., 2000, 6]

Террейн Коюкук. Породы среднепозднеюрских плутонов террейна принадлежат известково-щелочной серии. Спайдерграммы для среднеюрских тоналитов указывают на надсубдукционный характер магматитов (обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, Та–Nb минимум) (рис. 2.4.10, *Б*). **Террейн Врангелия.** Данные по главным элементам для позднеюрских тоналитовых плутонов дуги Читина, развивавшейся на основании композитного террейна Врангелия, указывают на известково-щелочной тренд дифференциации [Miller, 1994]. Хондритнормализованные спектры РЗЭ диоритов характеризуются меньшей степенью обогаще-



Рис. 2.4.9. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (*A*) и спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG (*Б*) для габбро-норитов, гранатовых диоритов-тоналитов, тоналитов и андезитов энсиматической дуги Талкитна (террейн Пенинсула) и останца Кланелничина, ее фрагмента *1* – габбро-нориты; 2 – гранатовые диориты-тоналиты; 3 – тоналиты; 4 – андезит

ния легкими РЗЭ относительно тяжелых, чем спектры трондьемитов (рис. 2.4.10, *A*) [Plafker et al., 1989; Miller, 1994]. Содержания кремнезема в породах раннемеловых плутонов дуги Чизана, также развивавшейся на основании композитного террейна Врангелия, но расположенной в 100 км в сторону континента относительно дуги Читина, варьирует от 55 до 64 % [Miller, 1994].

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

В кратком виде историю формирования аккреционной структуры юго-западной окра-



Рис. 2.4.10. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для позднеюрских диоритов и трондьемитов южной части террейна Врангелия (дуга Читина) (*A*), по: [Miller. 1994] и спайдер-диаграмма элементов-примесей, нормированных на ORG, для среднеюрских плутонов террейна Коюкук (*Б*)

1 – диорит; *2* – трондьемит

ины Северо-Американского континента в позднетриасовое–раннемеловое время можно представить следующим образом. В позднем триасе–средней юре функционировала островная дуга Талкитна над падающей в северозападном направлении зоной субдукции океанической плиты Фараллон (рис. 2.4.11, 2.4.12). Заложение дуги Талкитна произошло на гетерогенном основании, которое в настоящее время рассматривается как композитный террейн Врангелия (КТВ), объединяющий террейны Врангелия, Александер и Пенинсула. Гетерогенное основание включает комплексы ранне-среднепалеозойской островодужной системы террейна Александер и позднепалеозойской энсиматической островной дуги Сколай террейна Врангелия, Фрагменты комплексов позднетриасово-раннеюрской островной дуги



Рис. 2.4.11. Схематические профили через Северо-Американскую активную окраину для позднетриасовосреднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового времени

Террейны: ЧЧ – Чугач, КВТ – композитный террейн Врангелия, ПН – Пенинсула, ВР – Врангелия; разломы: БР – Бордер-Рэндж, СЛ – Сэконд Лэйк

Талкитна и составляют большую часть террейна Пенинсула. Расстояние, которое отделяло дугу Талкитна от Северо-Американского континента точно не установлено. Одновременно с энсиматической дугой Талкитна в позднетриасово-среднеюрское время на окраине Северо-Американского континента функционировала окраинно-континентальная дуга Стикиния [Plafker et al., 1989] (см. рис. 2.4.12).

В поздней юре на этом же гетерогенном основании (КТВ) развивается магматическая дуга Читина, а позднее в раннем мелу, расположенная в 100 км в сторону континента, дуга Чизана и образуется субдукционный меланж террейна Чугач. Причленение КТВ к континенту было происходило в интервале от среднего мела до раннетретичного времени со значительным перемещением вдоль окраины по сдвиговым разломным нарушениям [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994, a, б, 2001].

По данным [Decker et al., 1994] на северозападном продолжении дуги Талкитна в среднеюрское время существовали дуги Тогиак и Коюкук над падающей на юго-запад зоной суб-





1 – глубоководный флиш; 2 – вулканическая дуга; 3 – голубосланцевые образования; 4 – меланж; 5 – деформация до 140 млн лет; 6 – падение зоны субдукции. Террейны: АЛ – Александер, ПН – Пенинсула, ВР – Врангелия; разломы: ТР – Тинтина, РБР – Бордер-Рэндж, РТВФ – Тарал Вест Форк

дукции вблизи Северо-Американского континента. Аккреция дуг к континенту происходила в позднеюрско-раннемеловое время [Decker et al., 1994].

С каждым из перечисленных этапов развития островодужных структур (позднетриасовосреднеюрским и позднеюрско-раннемеловым) были связаны проявления гранитоидного магматизма.

Гранитоидные комплексы позднетриасового-среднеюрского этапа представлены как собственно гранитами, но в ассоциации с достаточно большим количеством пород среднего и основного состава (террейн Юкон-Танана), так и диоритами-тоналитами (террейн Пенинсула). Гранитоиды позднеюрско-раннемелового этапа включают преимущественно тоналиты, в подчиненном количестве встречаются диориты, гранодиориты, трондьемиты (террейны Врангелия, Коюкук, Тогиак).

позднетриасово-средгранитоидов Для неюрского этапа террейна Пенинсула отмечается тесная ассоциация с островодужными высоко-магнезиальными базальтами, магнезиальными андезитами, андезит-базальтовыми или андезит-дацит-риолитовыми известковощелочными сериями. Петро-геохимические данные по гранитоидам этого этапа (умеренноглиноземистый характер пород и принадлежность к известково-щелочной серии, обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, соотношение Rb и (Y+Nb), хорошо выраженная отрицательная Та-Nb аномалия, (см. рис. 2.4.7, 2.4.9) подчеркивают их надсубдукционное происхождение. Для них характерны низкие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, не превышающие 0.7040 (среднеюрские плутоны Аляскинско-Алеутского батолита, террейн Пенинсула) [Miller, 1994], а данные по изотопии свинца устанавливают, что источник гранитоидных магм имел преимущественно океаническое происхождение (раннеюрский батолит Тэйлор Маунтин, террейн Юкон-Танана) [Foster et al., 1994].

Данные по наиболее хорошо изученному коровому разрезу дуги Талкитна, в который входят тоналитовые плутоны (террейн Пенинсула, Южная Аляска), свидетельствуют о том, что весь разрез коры дуги Талкитна был образован из единой примитивной магмы [Rudnick, Gao, 2003]. Расчеты показали, что необходимо приблизительно 20–30% кристаллизации пироксенитов из первичного расплава в равновесии с мантийным перидотитом по Fe/Mg отношению, чтобы образовались наиболее примитивные базальты разреза Талкитна. Другими словами, это означает, что 20-30% островодужного разреза должно было состоять из пироксенита. Однако в реальности такие пропорции габброноритов и пироксенитов в районе Тонсина не наблюдаются (см. рис. 2.4.5). Р. Рудник, С. Гао [2003] считают, что большая часть пироксенитов и гранатовых гранулитов была удалена из нижней части разреза островной дуги в результате плотностной нестабильности (деламинации). Одновременно внутрикоровая дифференциация обусловливает образование пород среднего состава, как в вулканической, так и в плутонической фациях.

С ростом островодужной постройки эти породы могли захораниваться на нижнекоровых глубинах (рис. 2.4.13), свидетельством чему является присутствие диоритов и тоналитов останца Кланелничина, содержащих кумулятивный гранат. Эти породы также могли испытывать частичное плавление с образованием расплавов кислого состава, продукты кристаллизации которого имеют высокие содержания SiO₂, низкий Mg#, обогащенные ЛРЗЭ и деплетированные ТРЗЭ спектры распределения РЗЭ. Р. Рудник, С. Гао [Rudnick, Gao, 2003] предполагает, что такие расплавы могли перемешиваться с примитивными базальтовыми расплавами с образованием высокомагнезиальных андезитов.

Выводы:

1. Мезозойские доаккреционные гранитоидные комплексы Аляски входят в состав корневых частей энсиматических островных дуг позднетриасового-среднеюрского (дуги Талкитна, Коюкук, Тогиак) и позднеюрского и раннемелового возраста (дуги Читина и Чизана), в разное время аккретировавших к окраине Северо-Американского континента.

2. Плутоны представлены в основном породами среднего-кислого состава (диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, реже монцонитами и кварцевыми монцонитами); в меньшей степени развиты породы основного (роговообманковые габбро, габбро-диориты, монцогаббро) и кислого (гранодиориты, граниты и трондьемиты) состава. Породы принадлежат известково-щелочной серии, Na₂O в них преобладает над K₂O, спайдер-диаграммы характеризуются обогащением крупноионными литофиль-



Рис. 2.4.13. Схематическая иллюстрация процесса прогрессивного захоронения ранее сформированных плутонических и вулканических пород с ростом островодужной постройки, на примере дуги Талкитна, террейн Пенинсула, по: [Rudnick, 2003]

a) начало формирования островодужной постройки; *б*) внутрикоровая дифференциация с образованием пород среднего–кислого состава и кумулятов основного–ультраосновного состава в нижней части коры; *в* и *г*) погружение габброидов и вулканитов на нижнекоровые глубины, частичное плавление средне-кислых плутонических пород и вулканитов

1–3 – вулканиты островодужной постройки; *4, 5 – кумулаты: 4* – габброидные, *5* – ультрамафитовые; *6* – расплавы среднего–кислого состава

ными элементами относительно высокозарядных и Та–Nb минимумом; низкие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr указывают на первично мантийный характер источника гранитоидных магм.

3. Появление плутонических комплексов средне-кислого состава в энсиматических островных дугах до стадии их причленения к континентальной окраине Северной Америки маркирует процесс зарождения гранитнометаморфического слоя континентальной коры.

2.5. Кроноцкий террейн, Восточная Камчатка

В структуре Восточной Камчатки выделяется несколько аллохтонных террейнов, аккретированных к окраине Азии в кайнозое [Watson, Fujita, 1985; Parfenov et al., 1993; Nokleberg et al., 1994; Geist et al., 1994; Соколов, Бялобжеский, 1996; Konstantinovskaia, 2001]. Кроноцкий островодужный террейн, простирающийся в северо-восточном направлении, является наиболее восточным из них (см. рис. 2.1.1, рис. 2.5.1). Фрагменты Кроноцкого террейна обнажаются на Восточных полуостровах (Камчатский Мыс, Кроноцкий и Шипунский) [Bazhenov et al., 1992; Аккреционная ..., 1993]. Кроноцкая вулканическая дуга существовала как единая островодужная система с позднемелового времени: наиболее древние (коньяк-нижний кампан-маастрихтские) островодужные комплексы известны на п-ове Кроноцкий [Разницин и др., 1985]. Вулканическая активность закончилась в среднем эоцене [Аккреционная ..., 1993; Щербинина, 1997; Бояринова и др., 2000]. Кроноцкая дуга была надвинута на континентальную окраину Камчатки в позднезоценовоераннемиоценовое время [Zinkevich, Tsukanov, 1993; Alexeiev et al., 2006].

В строении Кроноцкого островодужного террейна участвуют офиолитовые комплексы различного возраста и генезиса, известные на полуостровах Камчатский Мыс и Кроноцкий. Только с офиолитами п-ова Камчатский Мыс



Рис. 2.5.1. Геологическая карта п-ова Камчатский мыс, по: [Зинкевич и др., 1985; Разницин и др., 1985] с изменениями

1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – миоценовая тюшевская серия; 3, 4 – маастрихт-верхнеэоценовая столбовская серия: 3 – палеоцен-нижнеэоценовая баклановская, рифовская и верещагинская подсвиты, 4 – маастрихт-палеоценовая тарховская подсвита; 5 – палеоцен-верхнеэоценовый каменский комплекс; 6 – позднемеловой пикежский комплекс; 7 – нижне-верхнемеловой африканский комплекс; 8 – серпентинитовый меланж и серпентинизированные перидотиты горы Солдатская; 9 – габброидные породы Оленегорского плутона; 10 – габброидные породы блока р. 1-я Ольховая; 11 – надвиги (а), крутопадающие разломы (б); 12 – стратиграфический контакт; 13 – местоположение рис. 2.5.2; 14 – граница Африканского и Столбовского блоков; 15 – элементы залегания

связаны проявления плагиогранитного магматизма, поэтому ниже будет более подробно рассмотрено их строение и место в них плагиогранитных комплексов.

Геологический очерк

Полуостров Камчатский Мыс имеет сложную складчато-надвиговую структуру, включающую вулканогенные, терригенные и вулканокластические (преимущественно туфогенные) породы мелового и палеоцен-эоценового возраста, а также тектонические пластины серпентинитового меланжа, габбро и ультрамафитов [Хотин, 1976; Зинкевич и др., 1985; Разницин и др., 1985; Федорчук, 1989; Шапиро и др., 1987; Зинкевич и др., 1993; Бояринова и др., 2000, 2001; Савельев, 2004; Хотин, Шапиро, 2006].

Собственно офиолитовый разрез п-ова Камчатский Мыс составляю: 1) габброиды и долериты Оленегорского массива, 2) ультрамафиты горы Солдатская, 3) габбро и плагиограниты в серпентинитовом меланже, 4) базальты и известковистые породы, яшмы, кремни аптсеноманского африканского комплекса; 5) базальты и глинистые сланцы каменского комплекса палеоцен-эоценового возраста.

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

Структура Оленегорского массива изучена в обнажениях вдоль рек Оленья, Стремительная, Водопадная и ручья Каменный (рис. 2.5.2). Здесь можно видеть, что Оленегорский массив состоит из нескольких тектонических пластин, сложенных габброидами, которые секутся долеритовыми дайками мощностью 0.5-5 м. В некоторых местах (реки Водопадная и Стремительная) наблюдаются многочисленные близпараллельные практически вертикальные дайки, напоминающие дайковый комплекс. Вдоль контактов тектонических пластин развит серпентинитовый меланж. Меланж содержит блоки габбро, долеритов и родингитов. Вблизи контактов с серпентинитовым мелажем габбро содержит многочисленные ксенолиты серпентинитов (0.1–5 м). Вблизи зоны меланжа по рекам Водопадная и Стремительная наблюдаются два небольших блока полосчатого комплекса (ширина выхода около 10 м). Структура полосчатого комплекса неоднородна, что обусловлено неравномерным распределением породообразующих минералов: оливина, плагиоклаза и пироксенов

[Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007]. Для габброидов получены Ar-Ar датировки, составляющие 95 млн лет [Portnyagin et al., 2006].

Среди габброидов Оленегорского массива преобладают диаллаговые габбро, обладающие средне-крупнозернистой габбровой структурой [Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007] и содержащие ксенолиты серпентинитов. Долериты даек имеют мелко-среднезернистую офитовую структуру и состоят в основном из плагиоклаза и клинопироксена, а также титаномагнетита (3–5%).

Оленегорский массив тектонически перекрыт толщей сильно тектонизированных пиллоу-базальтов с прослоями яшм и кремнистых аргиллитов палеоцен-эоценового возраста (каменский комплекс) [Высоцкий, 1989] (см. рис. 2.5.2). Последний, в свою очередь, перекрыт позднемеловым пикежским комплексом [Fedorchuk, 1989]. Он включает олистолиты известняков, яшм и пиллоу-базальтов альбсеноманского возраста [Fedorchuk, 1989].

В районе верховья рек 1-я Ольховая и 1-я Перевальная серпентинитовый меланж содержит крупный блок габброидов, 1.5 км в поперечнике и 100 м мощностью (рис. 2.5.3). Габброиды прорваны дайками долеритов, а также содержат плагиогранитный материал как в виде сети жил, неправильной формы мощностью от 1 до 5–7 см, так и в виде дайкообразных тел, мощностью 1.5–2.0 м. Последние прорывают габбро и содержат его ксенолиты остроугольной формы (рис. 2.5.4). Кроме того, присутствуют дайки плагиогранит-порфиров мощностью 5–7 м, прорывающие как габбро, так и долериты.

Для плагиогрантиов получены U-Pb SHRIMP датировки цирконов по семи точкам, составляющие 74.7 ± 1.8 млн лет [Лучицкая и др., 2006] (рис. 2.5.4) (табл. 2.5.1).

Габброиды блока р.1-я Ольховая представлены мелкозернистыми роговообманковыми габбро и габбро-норитами.

Плагиограниты имеют мелко-среднезернистую неравномернозернистую, паналлотриоморфнозернистую или субофитовую структуру. Реже для них характерна гранофировая структура, образованная червеобразными прорастаниями кварца и плагиоклаза. Плагиограниты сложены в основном плагиоклазом и кварцем. Темноцветные минералы в количестве не более 5% представлены биотитом и амфиболом. Среди акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, сфен, рудный минерал.







Рис. 2.5.3. Геологическая схема верховьев рек 1-я Ольховая и 1-я Перевальная, составлена с использованием материалов [Бояринова и др., 2000; Зинкевич и др., 1985] (*A*) и ксенолиты мелкозернистого габбро в плагиогранитах (*Б*)

1 – габбро; 2 – дайки плагиогранитов. Остальные условные обозначения см. рис. 2.5.1

Вкрапленники в плагиогранит-порфирах представлены крупными зернами кварца или агрегатом более мелких его зерен и плагиоклазом, редко – биотитом. Основная масса имеет мелкозернистую или более крупнозернистую гранобластовую структуру, сложенную кварцем, плагиоклазом, хлоритом и эпидотом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен.

Вулканические породы п-ова Камчатский Мыс представлены базальтами африканского и каменского комплексов.

Петро-геохимические характеристики

По данным ряда авторов [Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007], содержания SiO₂, MgO и FeO* в перидотитах горы Солдатская заметно варьируют, что связано с разной степенью серпентинизации, но величина Mg# остается практически постоянной (90.8–91.4). Породы деплетированы в отношении Ti, Al и Ca (TiO₂ = 0.005–0.008%, Al₂O₃ = 0.1–0.6%, CaO = 0.10–0.85%).



Рис. 2.5.4. Диаграмма с конкордией Тера-Вассербурга для цирконов из плагиогранитов (*A*) и катодолюминисцентные изображения цирконов (*Б*) (белые кружки – точки измерения)

Перидотиты характеризуются повышенными легкими РЗЭ ((La/Eu) $_{n} = 1.86$), низкими средними (от 0.04 до 0.10 г/т) и тяжелыми РЗЭ (от Dy до Er); средние РЗЭ деплетированы в отношении тяжелых ((Lu/Eu) $_{n} = 6.3$) (рис. 2.5.5, *A*). Эти характеристики сближают их с надсубдукционными перидотитами массива Троодос, согласно [Kay, Senechal, 1976]. Диаллаговые габбро Оленегорского массива имеют более низкие содержания титана, натрия, калия (0.17-0.38% TiO₂, 1.57-2.21% Na₂O, 0.01-0.04% K₂O, <0.01-0.02 P₂O₅) и фосфора и более высокие содержания магния и кальция (9.0-10.4% MgO, 12.0-14.2% CaO) в сравнении с базальтами африканского и каменского комплексов. Хондрит-нормализованные спектры

Таблица 2.5.1. Результаты U-Pb SHRIMP исследований цирконов из плагиогранитов офиолитового комплекса п-ова Камчатский мыс

точка	²⁰⁶ Pb _c , %	U, г/т	Th, r/T	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Рb*, г/т	Конкордантный возраст, млн лет					
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		206Pb/238U		206Pb/238U	
						возраст		возраст		возраст	
M12.3.1	14,38	125	32	0,26	1,3	68	6	74	2	74	3
M12.1.1	5,51	284	75	0,27	2,9	72	3	74	2	74	2
M12.5.1	7,15	163	67	0,42	1,7	73	4	73	2	73	3
M12.6.1	7,74	172	75	0,45	1,9	74	3	74	2	75	3
M12.4.1	3,31	206	73	0,36	2,2	75	4	74	2	74	3
M12.2.1	4,24	155	41	0,27	1,6	76	3	75	2	74	3
M12.7.1	5,47	98	24	0,25	1,1	81	5	77	3	78	3
Погрешности	Погрешности: 1-сигма; Pb _a and Pb* – пропорции обычного и радиогенного свинца соответственно.										
Погрешность в калибровке стандарта 0.92%											
Обычный Pb, скорректированный с использованием измеренного 204Pb.											
Обычный Pb, скорректированный с учетом ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U- ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U конкордантного возраста											
Обычный Pb, скорректированный с учетом ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U- ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th конкордантного возраста											

РЗЭ габбро сходны с таковыми в кумулятах, кристаллизовавшихся из расплавов N-MORB: $(La/Sm)_n = 0.3-0.9, La_n = 1.5-2.8, Sm_n = 3-4.5, Lu_n = 2.8-6$; характерна отчетливая позитивная Еu-аномалия (рис. 2.5.5, *Б*) [Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007].

По главным элементам габброидные породы верховья рек 1-я Ольховая и 1-я Перевальная сходны с габброидами Оленегорского массива [Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007]. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ находятся на уровне 1–4 хондритовых и сходны с таковыми базальтов N-MORB (рис. 2.5.6, *A*). Относительно низкие содержания TiO₂, Y и Zr (0.16–0.91%, 4.3–13, и 5–46 г/т, соответственно) сближают их с габброидами Филиппинского моря, принадлежащими к бонинитовой серии, согласно С.К. Злобину, Г.С. Закариадзе [Злобин, Закариадзе, 1985] (рис. 2.5.7).

Породы кислого состава на классификационной диаграмме Ab–An–Or располагаются в области трондьемитов (рис. 2.5.8, A), по соотношению SiO₂ и K₂O они попадают в поле пород низкокалиевой серии (рис. 2.5.8, E), и являются низкоглиноземистыми гранитоидами (Al₂O₃ = 11.34–12.91%, табл. 2.5.2). Спайдердиаграммы элементов-примесей, нормированных по граниту океанических хребтов (ORG) [Pearce et al., 1984], для плагиогранитов характеризуются низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов примерно на уровне ORG и деплетированы в отношении высокозарядных элементов, фиксируются отчетливые минимумы Ta, Nb, Zr (рис. 2.5.9, *B*). По соотношению Rb и (Y+Nb) плагиограниты относятся к группе гранитов вулканических дуг, по: [Pearce et al., 1984] (рис. 2.5.9, Γ).

Для плагиогранитов характерны нефракционированные хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ с очень низкими содержаниями на уровне примерно 10 хондритовых, что незначительно превышает их содержаиня в габброидах. Часть образцов имеет спектры распределения РЗЭ, сходные с таковыми для габброидов, с пониженными легкими РЗЭ, остальные отличаются небольшим обогащением в легкой части спектра, для всех характерна отрицательная Еu-аномалия (см. рис. 2.5.7).

По данным [Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007], базальты каменского и африканского комплексов сходны в отношении главных и редких элементов и относятся к умеренно дифференцированным океаническим толеитам: 1.25–1.99% TiO₂, 2.32–3.5% Na₂O, 0.68–2.02% K₂O, 0.12–0.23% P₂O₅, 5.69–7.16% MgO и 8.39–10.6% СаО. Содержания РЗЭ в базальтах находятся на уровне 20–50 хондритовых. Хондрит-нормализованные спектры характеризуются незначительной отрицательной Ешаномалией (см. рис. 2.5.6, *B*). Сходство спектров распределения РЗЭ ((La/Sm)_n = 0.4–0.7), а также спайдер-диаграмм базальтов каменско-



нормированных на примитивную мантию для базальтов каменского и африканского комплексов (I)

. MOMR – мантийный рестит срединно-океанических хребтов, Внутренние Литуриды [Rampone et al., 1996]; SSZO – перидотит надсубдукционных офиолитов [Kay, Senechal, 1976]; черная линия на *B*, *Г* – базальты N-MORB [Sun, McDonough, 1989]



Рис. 2.5.6. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ габбро и плагиогранитов верховьев рек 1-я Ольховая и 1-я Перевальная (*A*) и сопоставление с модельными составами плагиогранитов, полученными при 70–80% фракционной кристаллизации габброидной жидкости (*Б*)

1 – плагиограниты; *2* – габбро; *3*, *4* – модельные составы плагиогранитов: *3* – 70% фракционной кристаллизации, *4* – 80%

го и африканского комплексов с базальтами N-MORB позволяет предполагать, что они образовались из деплетированных расплавов N-MORB. Некоторые базальты каменского комплекса имеют значительные содержания K_2O (до 2.0%); отношение La/Sm в них возрастает до (0.9–1.0), указывая на происхождение из менее деплетированных расплавов T-MORB. Однако, повышение содержаний щелочей и других литофильных элементов может определяться степенью измененности базальтов и низкотемпературного метаморфизма, что

отражается на спайдер-диаграммах (см. рис. 2.5.6, Γ).

Долериты, образующие дайки в габброидах Оленегорского массива, сходны с рассмотренными выше базальтами, отличаясь более низкими содержаниями K_2O (0.04–0.26%) и Na_2O (1.90–2.45%) и более высокими содержаниями MgO (8.0–8.9%). Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ долеритов практически параллельны таковым для базальта N-MORB. Суммарные содержания РЗЭ в долеритах ниже, чем в базальтах Каменского комплекса, на



Рис. 2.5.7. Диаграммы Zr/(Zr+Y) –TiO₂ (*A*) и TiO₂–FeO/MgO (*Б*) [Злобин, Закариадзе, 1985] для габброидов Оленегорского массива и блока из меланжа р. 1-я Ольховая *I* – Оленегорский массив; *2* – р. 1-я Ольховая

уровне 15–20 хондритовых; $La/Sm)_n = 0.4-0.6$; наблюдается незначительная отрицательная Еu-аномалия (см. рис. 2.5.7, *Б*).

Модели происхождения и геодинамическая обстановка формирования

В работах [Цуканов, Федорчук, 2001; Крамер и др., 2001; Сколотнев и др., 2001; Skolotnev et al., 2003; Цуканов и др., 2004; Tsukanov et al., 2007] на основании геологических, геохимических и минералогических данных для п-ова Камчатский Мыс, а также сопоставления их с аналогичными данными по п-ову Кроноцкий показано, что может быть выделено несколько офиолитовых комплексов различного происхождения (табл. 2.5.3): 1) апт-сеноманского воз-



Рис. 2.5.8. Диаграммы Ab–An–Or (*A*), К₂O–SiO₂ (*Б*), спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG (*B*) и Rb–(Y+Nb) (*Г*) для плагиогранитов п-ова Камчатский Мыс

раста – представляет собой фрагмент древней океанической коры, состоящей из толеитовых базальтов, пелагических осадков и габброидных пород; в настоящее время присутствуют в виде тектонических пластин и олистоплаков (африканский комплекс) в отложениях пикежского комплекса; 2) позднемелового возраста – имеет надсубдукционное происхождение и состоит из сильно деплетированных перидотитов, габбро, плагиогранитов, ассоциирующих с островодужными толеитами, бонинитами и высоко-А1 толеитовыми базальтами; 3) палеоцен-эоценового возраста - имеет интрадуговое или задуговое происхождение и состоит из габбро, долеритов (дайковый комплекс) и базальтов, производных расплавов океанических толеитов (для п-ова

Кроноцкий отмечаются долериты с характеристиками базальтов задуговых бассейнов).

Формирование офиолитовых комплексов было связано с эволюцией Кроноцкой энсиматической вулканической дуги. Согласно палеомагнитным данным, она образовалась на 20° с.ш. и имела широтное простирание [Bazhenov et al., 1992; Pechersky et al., 1997; Levashova et al., 2000]. По данным Д. Алексеева и др. [Alekseev et al., 2006], зона субдукции располагалась к югу от дуги и возникла в позднемеловое время.

Собственно первый офиолитовый комплекс и представляет собой фрагмент океанической коры, на которой возникла Кроноцкая дуга. Островодужный вулканизм в Кроноцкой дуге проявлялся с коньяк-кампанского по среднеэ-

Компо-	габбро			плагиограниты						
нент	0260/2	0262/1	0269/1	9863/5	9865/1	M11/1	M11/6	M12/1	M12/3	M16
SiO ₂	49.3	47.9	43.4	68.5	72.3	77.0	71.9	74.2	74.7	75.7
TiO,	0.16	0.37	0.91	0.53	0.30	0.33	0.41	0.16	0.30	0.40
Al ₂ O ₂	16.5	15.7	15.9	13.0	13.4	12.1	12.7	12.4	11.3	12.4
Fe ₂ O ₃	1.08	2.84	7.14	3.32	2.09	1.28	3.28	1.81	1.52	1.76
FeO	4.86	7.45	9.36	4.15	1.12	0.86	1.65	1.29	0.79	0.86
MnO	0.14	0.20	0.20	0.18	0.07	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03
MgO	9.23	8.61	7.19	0.74	0.73	0.65	0.73	0.74	0.88	0.89
CaO	14.7	10.6	10.8	4.32	3.13	2.14	2.92	2.97	3.92	1.57
Na ₂ O	1.43	2.42	1.69	3.47	4.38	3,80	4,20	3,90	4,09	5,12
K,0	0.13	0.29	0.15	0.15	0.40	0,92	0,38	0,29	0,15	0,31
P.O.	0.02	0.04	0.03	0.11	0.06	0.03	0.07	0.07	0.04	0.06
H,O ⁺	1.89	3.17	2.16	0.78	1.33	0.00	1.25	1.06	0.17	0.00
CO,	0.11	0.08	0.07	0.04	0.06	0.90	1.35	0.06	2.17	0.90
Сумма	99.56	99.67	98.98	99.30	99.38	100.08	99.61	98.96	99.92	100.04
Mg#	73.9	60.7	44.9	15.6	30.2	36.6	24.3	31.2	42.7	39.4
Rb	-	-	-	0.98	5	11	2	1.6	1	2
Ba	13	50	16	35	68	279	74	37	16	39
Th	н.о.	н.о.	н.о.	0.09	0.32	1.55	0.24	0.20	0.36	0.64
U	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	0.21	0.61	0.17	0.08	0.24	0.23
Nb	н.о.	н.о.	н.о.	1.6	1.0	1.54	0.60	0.6	0.84	0.94
Та	н.о.	н.о.	н.о.	0.05	0.06	0.14	0.05	0.02	0.07	0.09
Sr	117	116	107	168	165	156	232	215	116	144
Zr	19	20	20	57	86	72	14	71	27	45
Hf	-	-	-	0.39	0.62	2.57	0.68	0.4	1.19	1.75
Sc	55	55	56	25	13	8	17	13	16	12
V	152	230	793	3	34	30	18	7	24	27
Cr	329	22	7	1	3	20	9	5	8	16
Ni	97	56	25	2	2	15	7	5	7	9
Zn	43	57	67	89	48	н.о.	н.о.	20	н.о.	н.о.
Y	5.0	7.7	5.9	25	20	17	23	20	30	14
La	0.45	0.70	0.55	2.8	4.1	5.86	2.43	4.2	4.67	5.25
Ce	1.1	1.8	1.3	8.1	10	12.2	6.07	10	10.7	10.2
Pr	0.20	0.33	0.23	1.6	1.7	1.59	1.04	1.7	1.64	1.39
Nd	1.1	1.8	1.2	8.6	7.8	6.73	5.95	7.8	8.19	6.13
Sm	0.42	0.70	0.51	2.8	2.4	1.68	2.13	2.4	2.49	1.58
Eu	0.19	0.29	0.27	1.4	0.69	0.61	0.90	0.69	0.89	0.47
Gd	0.65	1.0	0.77	3.9	2.8	2.07	3.00	2.8	3.57	1.93
Tb	-	0.22	-	0.70	0.47	0.36	0.53	0.47	0.67	0.32
Dy	0.83	1.3	0.98	4.9	3.3	2.48	3.68	3.3	4.65	2.21
Но	0.18	0.28	0.22	1.0	0.66	0.57	0.83	0.66	1.08	0.49
Er	0.57	0.91	0.69	3.1	2.3	1.75	2.40	2.3	3.22	1.42
Tm	н.о.	н.о.	н.о.	0.46	0.34	0.29	0.36	0.34	0.49	0.22
Yb	0.56	0.88	0.67	2.7	2.4	2.01	2.34	2.4	3.08	1.42
Lu	0.09	0.14	0.10	0.41	0.38	0.33	0.35	0.38	0.48	0.22

Таблица 2.5.2. Петрогенные (мас.%) и редкие элементы-примеси (г/т) в габбро и плагиогранитах верховья рек 1-я Ольховая и 1-я Перевальная, п-ов Камчатский Мыс

Примечание: главные элементы определялись методом мокрой химии в аналитическом центра ГИН РАН (Москва, Россия); редкие и редкоземельные элементы – методом ICP MS в ИМГРЭ (Москва, Россия) (аналитик Д.З. Журавлев) (плагиограниты) и научном геолого-геофизическом центре г. Потсдам, Германия (плагиогранит, M-12/1). Mg[#] = 100MgO/(MgO+FeO), FeO = FeO+0,9Fe₂O₃. н.о. – компонент не определялся; - содержание компонента ниже чувствительности метода



Рис. 2.5.9. Схематическая иллюстрация эволюции Кроноцкой палеодуги в кампане-маастрихте (*A*) и палеоцене-среднем эоцене (*Б*) (вне масштаба)

оценовое время (рис. 2.5.9). В это время происходила субдукция плиты Кула или Пацифик под Кроноцкую дугу. Формирование второго и третьего офиолитовых комплексов связывается с эволюцией этой островной дуги [Крамер и др., 2001; Сколотнев и др., 2001; Tsukanov et al., 2007]. Перидотиты второго офиолитового комплекса являются реститами в процессе плавления деплетированной мантии, что подтверждается их химическим и минеральным составом [Крамер и др., 2001; Сколотнев и др., 2001; Tsukanov et al., 2007].

Габброиды и плагиограниты верховьев рек 1-я Ольховая и 1-я Перевальная относятся к *Таблица 2.5.3*. Пространственно-временные соотношения офиолитовых комплексов и структурная позиция плагиогранитов п-ова Камчатский мыс



этому же надсубдукционному офиолитовому комплексу. Залегание плагиогранитов в виде мелких жил и дайкообразных тел в габброидах показывает, что они формировались на более поздней стадии их становления. Об этом же свидетельствует наличие многочисленных ксенолитов габброидов в плагиогранитном материале (см. рис. 2.5.3). Несмотря на то, что характер распределения РЗЭ в габброидах и части плагиогранитов близок к таковому для океанических толеитов, данные породы имеют не океаническую природу.

Перечисленные выше данные о поведении элементов-примесей в плагиогранитах (отрицательные аномалии Та, Nb; соотношение Rb и (Y+Nb)), низких концентрациях TiO₂, Zr, Y в габброидах и данные по составу минералов из габброидов позволяют сделать вывод, что породы формировались в надсубдукционной обстановке. В целом, данные по химическому составу и минералогии габброидов и плагиогранитов позволяют предполагать, что они являются производными расплавов островодужных толеитов. Плагиогранитный расплав являлся остаточным при фракционировании габброидной магмы. Это подтверждается данными геохимического моделирования, которое показывает, что деплетированные в отношении легких РЗЭ плагиограниты могли образоваться в результате 70–80% фракционной кристаллизации габброидной жидкости (см. рис. 2.5.6, *Б*).

На основании кампанского возраста плагиогранитов предполагается, что второй офиолитовый комплекс, в который объединяются перидотиты и габбро с плагиогранитами на основании их петро-геохимических и минералогических характеристик, сфоромировался в позднемеловое время [Лучицкая и др., 2006]. В этом случае позднемеловые бониниты и островодужные толеиты тарховской свиты, развитые в северной части п-ова Камчатский Мыс, могут рассматриваться как когенетичные надсубдукционным перидотитам [Tsukanov et al., 2007].

Офиолиты надсубдукционной природы п-ова Камчатский Мыс, а также п-ова Кроноцкий сформировались приблизительно в одно и то же позднемеловое время и представляют собой фрагменты единого офиолитового комплекса [Цуканов, Федорчук, 2001; Крамер и др., 2001; Сколотнев и др., 2001; Skolotnev et
al., 2003; Tsukanov et al., 2007]. Этот комплекс образовался в результате повторного частичного плавления перидотитов мантийного клина с выплавлением толеитовых базальтов и бонинитов в сегменте Камчатский Мыс и плагиотолеитов в Кроноцком сегменте.

В дальнейшей эволюции Кроноцкой вулканической дуги происходило интрадуговое растяжение и формирование третьего офиолитового комплекса. В палеоцене–эоцене формировались габброиды Оленегорского массива, дайковый комплекс, имело место излияние базальтов каменского комплекса и накопление пелагических и гемипелагических отложений [Сколотнев и др., 2001]. Последние, повидимому, являются верхней частью данного офиолитового комплекса [Крамер и др., 2001; Tsukanov et al., 2007].

Реорганизация океанических плит и изменение направления движения плит Кула и Пацифик в среднем эоцене привели к прекращению активной субдукции под Кроноцкую дугу [Engebretson et al. 1987; Kononov, 1989]. Продолжение вулканизма в среднем эоцене в Кроноцкой дуге, скорее всего, было связано с остаточной магматической камерой в основании дуги. Начало коллизии Кроноцкой дуги с окраиной Камчатки датируется поздним эоценом [Alekseev et al., 2006].

Выводы:

1. Плагиограниты и вмещающие их габброиды входят в состав единого офиолитового комплекса вместе с деплетированными перидотитами массива г.Солдатская и островодужными толеитовыми базальтами и бонинитами тарховской свиты п-ова Камчатский Мыс.

2. Геохимические характеристики плагиогранитов (отрицательные аномалии Та, Nb; соотношение Rb и (Y+Nb)), а также комплекс геохимических и минералогических данных по другим членам офиолитового разреза, свидетельствуют о его надсубдукционном происхождении.

3. Возраст плагиогранитов датирован по цирконам U-Pb SHRIMP методом как кампанский (74.7 ± 1.8 млн лет).

4. Формирование надсубдукционного офиолитового комплекса, включающего плагиограниты, происходило в пределах энсиматической Кроноцкой островной дуги в позднемеловое время до момента ее аккреции к окраине Камчатки в позднем эоцене.

2.6. Идзу-Бонин-Марианская энсиматическая дуга

Процесс зарождения материала кислого состава в современных энсиматических островных дугах, который может быть актуалистическим аналогом для процесса формирования доаккреционных гранитоидов, наиболее детально изучен на примере кайнозойской Идзу-Бонин-Марианской (ИБМ) дуги.

Регион Филиппинского моря и Юго-Западной Японии характеризуется сложной структурой, которую образуют хребет Огасавара, Идзу-Бонин-Марианская активная вулканическая дуга, задуговые бассейны Шикоку и Паресе-Вела, хребет Кюсю-Палау (прото-ИБМ дуга), хребет Дайто и Западно-Филиппинский задуговый бассейн [Ohara et al., 1997] (рис. 2.6.1). Данная структура вулканических дуг и задуговых бассейнов образовалась в результате субдукции Тихоокеанской плиты в западном направлении под плиту Филиппинского моря [Taylor, 1992].

Западно-Филиппинский бассейн, который раскрывался между 60 и 35 млн лет назад, является наиболее древней вулканической провинцией плиты Филиппинского моря. Островодужный вулканизм на восточной окраине этой плиты развивался с 43.5 млн лет в связи с изменением направления движения Тихоокеанской плиты [Clague, Dalrymple, 1987] (рис. 2.6.2). До 40 млн лет среди продуктов вулканизма доминировали бониниты, а после – вулканиты толеитовой и известково-щелочной серий [Шараськин, 1987; Taylor, 1992]. Ранний вулканизм прото-ИБМ дуги был активным в преддуговом регионе до 35 млн лет. В среднем олигоцене часть дуги была отделена от вулканического фронта в результате рифтинга. Островодужный магматизм хребта Кюсю-Палау закончился около 29 млн лет назад, когда происходил рифтинг на ранних стадиях развития задуговых бассейнов Шикоку и Паресе-Вела. Современный магматизм ИБМ дуги активен, начиная с 15 млн лет после прекращения раскрытия этих бассейнов.

Присутствие плутонических и вулканических пород средне-кислого состава миоценового, плиоценового и четвертичного возраста отмечается в различных структурах данного региона (см. рис. 2.6.2).

Габбро-тоналитовый и тоналитовый комплексы Танзава и Кофу миоценового возраста картируются на п-ове Изу Центральной Японии и являются фрагментами северной части ИБМ дуги. В этом районе происходит коллизионное сочленение ИБМ дуги и дуги Хонсю [Soh et al., 1998; Haragushi et al., 2003 и др.]. Многими авторами комплекс Танзава рассматривается как выведенный на поверхность фрагмент средней и частично нижней коры ИБМ островной дуги [Nakajima, Arima, 1998; Kawate, Arima, 1998; Haragushi et al., 2003; Tatsumi, Stern, 2006]. Сейсмические исследования показывают, что ~30% коры Идзу-Бонинской дуги от 7 до 12 км глубины сложено тоналитовым слоем [Suyehiro et al., 1996] (см. рис. 2.6.2).

Тоналиты драгированы также с поднятия Комахаси-Дайни в северной части хребта Кюсю-Палау [Haragushi et al., 2003], которое представляет собой часть более древней ИБМ дуги, отделенную от современной ИБМ дуги 29 млн лет назад в результате раскрытия бассейнов Шикоку и Паресе-Вела. Островодужные вулканиты толеитовой и известково-щелочной серии имеют олигоценовый возраст [Шараськин, 1987; Haragushi et al., 2003]. К-Аг возраст пород средне-кислого состава составляет 37– 38 млн лет [Shibata et al., 1977].

Вулканические породы кислого состава (риолиты) выделяются Е. Тамура и. Е. Татсуми [Татига, Tatsumi, 2002] при обработке большой выборки (1011 обр.) анализов четвертичных вулканических пород ИБМ дуги, несмотря на преобладание среди продуктов вулканизма базальтов и андезибазальтов (SiO₂<57%).

Дациты и риолиты драгированы также с поднятия Хахаджима, расположенного в преддуговой части ИБМ дуги в районе сочленения с плато Огасавара [Ishiwatari et al., 2006] (рис. 2.6.3). Наряду с ними были драгированы базальты, долериты, андезиты, высокомагнезиальные андезиты, бониниты, адакиты, габброиды и ультрабазиты. А. Ишиватари с соавторами рассматривают данную ассоциацию пород как офиолитовую, которая была выведена на поверхность в результате коллизии и субдукции плато Огасавара под ИБМ дугу (см. рис. 2.6.3) [Ishiwatari et al., 2006].

Взаимоотношения пород и петрографический состав средне-кислых плутонических и вулканических комплексов

Комплекс Танзава интрудирует вулканические, вулканокластические и гемипелагические осадочные отложения группы Танзава среднепозднемиоценового возраста (рис. 2.6.4). Отложения испытали региональный метаморфизм от цеолитовой до пренит-пумпеллиитовой фации, а также локально метаморфизованы в амфиболитовой фации в связи с внедрением пород комплекса Танзава. Он представлен двумя интрузивными сериями: габброидной и тоналитовой (последняя составляет ~80%), внедрение которых происходило в четыре стадии (см. рис. 2.6.4) [Kawate, Arima, 1998].

Интрузивы первой стадии представлены габброидной серией от габбро-норита, роговообманкового габбро до лейкогаббро и кварцевого габбро. Локально габброиды имеют расслоенную текстуру, выраженную в чередовании полос, обогащенных роговой обманкой и плагиоклазом, соответственно.

Интрузивы второй-четвертой стадий сложены породами тоналитовой серии, среди которых выделяются мелко-крупнозернистые разности диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов, лейкотоналитов и трондьемитов. Относительно более мафические породы этой серии (<60% SiO₂) имеют кумулятивные структуры. Породы тоналитовой серии сложены тремя главными минералами: роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем. В небольших количествах встречаются куммингтонит, биотит, магнетит, ильменит, калиевый полевой шпат, клинопироксен и ортопироксен. Апатит, сфен и циркон являются акцессорными минералами. На диаграмме Ab-An-Or точки составов пород тоналитовой серии расположены в поле тоналитов (см. ниже рис. 2.6.6, А). Возраст комплекса Танзава устанавливается в 5-10 или 7 млн лет [Saito et al., 2004] (см. рис. 2.6.2). Последние данные U-Pb SHRIMP датирования цирконов из плутонов комплекса Танзава указывают на возраст 4-5 млн лет [Tani et al., 2010].

Севернее комплекса Танзава, в той же коллизионной зоне сочленения ИБМ дуги и дуги Хонсю, выделяется интрузивный комплекс Кофу, сложенный плутонами Ашигава, Тоноги и Токува [Saito et al., 2004]. В центральной и северной частях коллизионной зоны плутоны комплекса Кофу прорывают терригенные породы юрского-палеогенового возраста поясов Чичибу и Шиманто (рис. 2.6.5). В южной части зоны плутоны Ашигава интрудируют группу Нишиятсуширо миоценового возраста, а плутоны Тоноги и Токува – терригенные породы мелового-палеогенового возраста пояса Шиманто. Возраст плутонов Ашигава и Токува составляет 11.6–12.9 млн лет (K-Ar метод, [Saito et al.,



Рис. 2.6.1. Карта региона Филиппинского моря и Японии (*A*), батиметрическая карта района поднятия Комахаси-Дайни (*Б*), геофизический разрез (*B*) (местоположение – см. А), по: [Suyehiro, 1996] и генерализованный сейсмических разрез, составленный К. Конди по данным [Suyehiro et al., 1996; Takahashi et al., 2007; Kodaira et al., 2007] (*I*) с изменениями

В: І – осадки, вулканиты (Р = 2–4 км/с; ІІ – лавы, интрузивы (Р = 4.5–5.5 км/с; ІІІ – средняя кора (тоналитовый слой) (Р = 6.1–6.3 км/с; ІV – нижняя кора (габбровый слой) (Р = 7.1–7.3 км/с)



Рис. 2.6.1. Окончание

2004]). Породы плутона Ашигава представлены преимущественно средне-крупнозернистыми тоналитами с равномернозернистой и порфировой структурой, плутона Тоноги – мелкозернистыми тоналитами с равномернозернистой структурой и плутона Токува – тоналитами, гранодиоритами, в меньшей степени гранитами (рис. 2.6.6, *Б*). В целом авторы [Saito et al., 2004] относят гранитоиды комплекса Кофу к гранитам М-типа.

Плутонические породы средне-кислого состава поднятия *Комахаси-Дайни* классифицируются как биотит-роговообманковые и роговообманковые тоналиты [Haragushi et al., 2003], они имеют равномернозернистую или порфировую структуру. На диаграмме Ab-An-Or точки составов пород расположены в поле тоналитов и незначительно трондьемитов (рис. 2.6.6, *B*).

Дациты поднятия Хахаджима имеют девитрифицированную основную массу с микролитами плагиоклаза и содержат ~25% вкрапленников клино- и ортопироксена, плагиоклаза, кварца и магнетита [Ishiwatari et al., 2006]. Риолиты имеют микросферолитовую основную массу с вкрапленниками плагиоклаза и кварца.

Адакиты представлены двупироксеновыми андезитами со стекловатой или микролитовой основной массой и вкрапленниками (~10–15%) пироксенов, плагиоклаза, редко роговой обманки, оливина, клиноцоизита и кварца.

Петро-геохимические характеристики

По данным С. Кавате, М. Арима [Каwate, Arima, 1998], породы тоналитовой серии комплекса Танзава принадлежат известково-щелочной серии. На диаграммах Харкера они образуют тренды с постепенным изменением содержаний окислов при росте от 46 до 75% (рис. 2.6.7, *A*). В отличие от них, породы габброидной серии комплекса Танзава не образуют таких трендов, они группируются в виде полей точек в интервале SiO₂ от 42 до 52%. Относительно низкие содержания K₂O (<2.4%) и K₂O/Na₂O (<0.55) характерны для пород обеих серий.



Рис. 2.6.2. Распределение вулканической активности во времени и пространстве в районе Филиппинского моря, по: [Haragushi et al., 2003]



Рис. 2.6.3. Возможная тектоническая модель выведения фрагмента преддугового офиолитового разреза, поднятие Хахаджима по: [Ishiwatari et al., 2006]

Пояснения см. в тексте



Рис. 2.6.4. Геологическая карта плутонического комплекса Танзава, по: [Kawate, Arima, 1998] (*A*) и тектоническая карта северного окончания дуги Идзу (*Б*)

ЕА – Евразиатская плита, СА – Северо-Американская плита, ФЛ – плита Филиппинского моря, ТХ – Тихоокеанская плита, Иштл – тектоническая линия Итоигава-Шизуока, Татл – тектоническая линия Тоноки-Аикава



Рис. 2.6.5. Геологическая карта коллизионной зоны Идзу, по: [Saito et al., 2004] с изменениями *а* – комплекс Кофу; *б* – плутоны Ашигава, Тоноги





1–3 – комплекс Кофу: *1* – Ашигава, *2* – Тоноги, *3* – Токува; *4–6* – поднятие Комахаси-Дайни: *4* – Срх-Нb тоналит, *5* – Вi-Hb тоналит, *6* – Hb тоналит

Для пород тоналитовой серии вариации редких элементов с ростом кремнезема также носят систематический характер; для Zr, Cr, Ni, Y и P3Э отмечается изменение характера трендов при содержании SiO₂ 60% (рис. 2.6.7, \mathcal{B}). Породы комплекса Танзава имеют высокие значения K/Rb отношения (306–1917), которые уменьшаются с ростом SiO₂, и широкие вариации Rb/Sr отношений (0.01–0.340).

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на состав ORG, для пород тоналитовой серии характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и четким
Nb


Рис. 2.6.7. Диаграммы Харкера для пород комплекса Танзава (*A*, *Б*), Кофу (*B*) и поднятия Комахаси-Дайни (*Г*, *Д*), по: [Kawate, Arima, 1998; Saito et al., 2004; Haragushi et al., 2003] На *A*, *Б*: 1 – породы габброидной серии, 2 – породы тоналитовой серии; на *B*: породы комплексов: 3 – Ашигава, 4 – Тоноги, 5 – Токува; на *Г*, *Д*: 6 – Срх-Нь тоналит, 7 – Ві-Нь тоналит, 8 – Нь тоналит





Рис. 2.6.7. Продолжение

Б



03 ●4 ♦5

Рис. 2.6.7. Продолжение



Рис. 2.6.7. Продолжение



Рис. 2.6.7. Окончание



Рис. 2.6.8. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG для пород тоналитовой серии комплекса Танзава (*A*), комплекса Кофу (*Б*) и поднятия Комахаси-Дайни (*B*), по: [Kawate, Arima, 1998; Haragushi et al., 2003; Saito et al., 2004]





На *B*: *I* – граниты комплекса Ашигава, 2 – тоналиты комплекса Тоноги; на *Г*: 3 – Срх-Нb тоналит, 4 – Вi-Hb тоналит, 5 – поле Hb тоналитов. Цифры на рис. – содержания SiO₂

По данным С. Сайто [Saito et al., 2004], породы плутонов Ашигава, Тоноги и Токува *комплекса Кофу* относятся к тоналитам, трондьемитам и гранодиоритам на диаграмме О'Коннора Ab–An–Or (рис. 2.6.6, *Б*). Они образуют четкие тренды на диаграммах Харкера, за исключением диаграммы K_2O –SiO₂ (рис. 2.6.7, *B*). В отличие от комплекса Танзава (SiO₂ = 46–76%) породы перечисленных комплексов имеет более ограниченный интервал по кремнеземистости (SiO₂ = 60–75%). По сравнению с тоналитами Танзава гранитоиды Ашигава и Тоноги имеют также более высокие содержания FeO^{tot}, MgO, Zr, Nd, Yb и более низкие – Al₂O₃.

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на состав ORG, для гранитоидов Ашигава и Тоноги характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и Nb-минимумом (рис. 2.6.8, Б). Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ гранитоидов Ашигава и Тоноги сходны между собой, все характеризуются отрицательной Еu-аномалией (рис. 2.6.9, B). С ростом SiO₂ растет и суммарное содержание РЗЭ. Спектры РЗЭ тоналитов Танзава отличаются от спектров РЗЭ гранитоидов Ашигава и Тоноги обеднением легкими РЗЭ и более плоским распределением в области тяжелых РЗЭ.

Плутоны Ашигава и Тоноги имеют низкие первичные ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения 0.7037–0.7043, близкие к таковым для комплекса Танзава (0.7034–0.7037), вулканитов ИБМ дуги (0.7034–0.7040) и резко отличающиеся от первичных ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений для метаморфизованных осадочных пород пояса Шиманто в метаморфическом ореоле комплекса Кофу (0.7085–0.7111) (рис. 2.6.10 А).

По данным C. Харагуши и др. [Haragushi et al., 2003], породы поднятия Комахаси-Дайни принадлежат известково-щелочной серии и классифицируются преимущественно как тоналиты, несколько образцов - как трондьемиты, на диаграмме О'Коннора (см. рис. 2.6.6, *B*). На диаграммах Харкера видны вариации пород Комахаси-Дайни по кремнезему (SiO₂=56-74%), а также близость составов с тоналитами комплекса Танзава (см. рис. 2.6.7, А). Различий в трендах для роговообманковых и биотитроговообманковых тоналитов не наблюдается. Содержания главных окислов, за исключением P_2O_5 , уменьшаются с ростом SiO₂, содержания щелочей – возрастают. По соотношению К₂О и SiO₂ тоналиты Комахаси-Дайни относятся к низкокалиевой серии (см. рис. 2.6.7, Γ). Редкие элементы, такие как Ba, Y, Zr, Nd, Yb, также образуют линейные корреляции с содержанием SiO₂ (см. рис. 2.6.7, \mathcal{A}).

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на состав ORG, для части гранитоидов Ашигава и Тоноги характерно обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, для другой части – обеднение калием и рубидием относительно гранита океанических хребтов. Для обеих групп гранитоидов характерен глубокий Та-Nb-минимум (рис. 2.6.8, *B*), указывающий на надсубдукционное происхождение пород.

Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ роговообманковых и биотит-роговообманковых тоналитов характеризуются плоским распределением на уровне 11-30 хондритовых и отрицательной Еu-аномалией (рис. 2.6.9, Γ). Только в образцах клинопироксен-роговообманковых тоналитов Eu-аномалия отсутствует.

Низкие первичные ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения 0.7036–0.7039 для тоналитов Комахаси-Дайни сближают их с тоналитами комплекса Танзава. По соотношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr тоналиты Комахаси-Дайни попадают в поле вулканитов ИБМ дуги (рис. 2.6.10, *Б*).

Дациты поднятия Хахаджима содержат 65% SiO₂ и 3% MgO. Отношение FeO*/MgO равно 1.7, содержания TiO₂ 0.3%. Породы достаточно богаты K₂O (1.9%), но обеднены Ni (30 г/т), Cr (60 г/т), Sr (140 г/т).

Содержание SiO₂ в риолитах составляет 75%, MgO – 0.7%, Na₂O – 3.7%, K₂O – 1.7%. Содержания Zr достаточно высокие – 78 г/т, а содержания Ва максимальны среди всех пород офиолитовой ассоциации – 75 г/т.

Адакиты включают высокомагнезиальные андезиты и дациты с содержанием SiO₂ 62– 64% и MgO 6–10%. Они имеют низкое отношение FeO*/MgO (0.4–0.6), низкие содержания TiO₂ (0.3%) и Al₂O₃ (13%), но обогащены K₂O (1.3–2.1%), Na₂O (3.8–4.6%), Ni (190–240 г/т), Cr (310–380 г/т). Отличительной их чертой являются высокие содержания Sr (500–550 г/т) и низкие Y (7–8 г/т), что обусловливает высокие значения Sr/Y отношения.

Происхождение плутонических и вулканических комплексов средне-кислого состава

Комплекс Танзава. К. Накаджима и М. Арима [Nakajima, Arima, 1998] проводили эксперимен-



Рис. 2.6.10. Диаграммы Sr_i–SiO₂ (*A*) и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (*B*) для пород комплекса Кофу, Танзава (*A*) и поднятия Комахаси-Дайни (*B*), по: [Saito et al., 2004; Haragushi et al., 2003]

На Б: черные кружки – тоналиты поднятия Комахаси-Дайни; HIMU – мантийный обогащенный резервуар

ты по частичному плавлению низкокалиевых толеитов в условиях температур 900–1200°С, давлений 0.7-1.5 ГПа, содержаний H_2O 2 и 5%. Продукты плавления классифицировались ими

как низко- и высокоглиноземистые тоналиты и оказались сходны по химическому составу с тоналитами комплекса Танзава. Авторы предполагали, что расплав, аналогичный по составу магме, продуцирующей породы среднего состава комплекса Танзава, мог быть образован при частичном 50%-ном плавлении амфиболитов нижней коры при T = 1100°C и P = 1.2 ГПа. Авторы также предполагали деламинацию образовавшегося в данном процессе пироксенитового рестита как следствие процесса анатексиса низов островодужной коры (рис. 2.6.11).

Дальнейшее масс-балансовое моделирование, проведенное С. Кавате и М. Арима [Каwate, Arima, 1998], показало, что родоначальная для тоналитов комплекса Танзава магма с содержанием 62% SiO, образовалась при частичном плавлении низкокалиевого толеита группы Танзава в водных условиях; реститовая ассоциация при этом представлена 33% плагиоклаза, 14% ортопироксена, 1% клинопироксена, 6% магнетита и 1% ильменита. Рассчитанные содержания РЗЭ и других редких элементов хорошо коррелируются с их содержанием в реальных тоналитах комплекса Танзава (рис. 2.6.12, А). Содержания РЗЭ в габброидной серии комплекса Танзава сопоставляются с таковыми в рассчитанных составах, представляющих смесь габброидного расплава с реститом.

По данным К. Тани [Tani et al., 2010] новые U-Pb SHRIMP датировки цирконов из гранитои-

дов комплекса Танзава указывают на синхронность процессов гранитоидного магматизма и коллизии ИБМ дуги и дуги Хонсю. Повышенные величины Th/Nb отношения в цирконах авторы связывают с участием осадочного материала группы Шиманто в генезисе гранитоидов.

Комплекс Кофу. По данным С. Сайто и др. [Saito et al., 2004, 2007] (рис. 2.6.12, Б) породы плутонов Ашигава, Тоноги и Токува являются комагматичными и образовались в результате кристаллизационной дифференциации родоначального тоналитового расплава. Происхождение последнего, как и в случае с тоналитами комплекса Танзава, связывают с частичным плавлением базальта в нижнекоровых условиях. Геохимическое моделирование, проведенное авторами [Saito et al., 2004], показывает, что родоначальная магма с содержанием 62% SiO₂ могла формироваться при 40%-ном частичном плавлении гидратированного базальта с образованием реститовой ассоциации в составе 29% плагиоклаза, 26% клинопироксена, 6% магнетита и незначительного количества роговой обманки (рис. 2.6.12, В). Сравнение с экспериментальными данными предполагает, что плавление могло иметь место при температурах 950 или 1125°С и давлениях меньше 10 кбар.



Рис. 2.6.11. Схематический разрез энсиматической Идзу-Бонин-Марианской дуги, по: [Nakajima, Arima, 1998]

А. Магматический андерплейтинг и частичное плавление нижней коры; образование андезитовой магмы под вулканическим фронтом и риолитовой магмы со стороны задугового бассейна. *Б*. Деламинация плотного пироксенитового рестита низов коры, вызывающая дальнейший апвеллинг астеносферы. ВФ – вулканический фронт



По мнению авторов [Saito et al., 2004], плутоны комплекса Кофу внедрялись в коллизионную зону Идзу сразу после коллизии ИВМ дуги и дуги Хонсю. Источник тепла для выплавления родоначальной тоналитовой магмы авторы связывают с отрывом слэба (плиты Филиппинского моря), последующим апвеллингом астеносферной мантии и поступлением ее в основание коры.

Поднятие Комахаси-Дайни. С. Харагуши с соавторами пришли к выводу, что тоналиты поднятия Комахаси-Дайни образовались в результате фракционной кристаллизации (рис. 2.6.12, Г) низкокалиевого базальта, продукта частичного плавления деплетированной мантии под воздействием флюидов, отделяющихся при субдукции океанической плиты. Деплетированные изотопные характеристики тоналитов указывают на то, что количество осадков на погружающейся плите было невелико [Haragushi et al., 2003]. Авторы подчеркивают, что процессы фракционной кристаллизации базальтовой магмы для генерации средней тоналитовой коры играют важную роль на ранних стадиях эволюции энсиматической дуги. Современное поднятие хребта Кюсю-Палау имеет сейсмические мощности нижней и средней коры, которые сформировались около 24 млн лет назад. С. Харагуши с коллегами [Haragushi et al., 2003] предполагают, что в результате фракционирования базальтовой магмы была сформирована тоналитовая средняя кора, а кумуляты образовали мафический нижнекоровый слой (рис. 2.6.13, А).

Поднятие Хахаджима. А. Ишиватари с соавторами [Ishiwatari et al., 2006] объединяют вулканиты, габброиды и ультрабазиты поднятия Хахаджима в единую офиолитовую ассоциацию. Вулканические породы основного и среднего состава этой ассоциации характеризуются крайним разнообразием и включают базальты N-MORB, островодужные толеиты, известково-щелочные андезиты, бониниты и адакиты. Дациты и риолиты, по-видимому, представляют собой конечные дифференциаты магм, продуцирующих островодужные толеиты и известково-щелочные андезиты. Габброиды также отличаются разнообразием и являются продуктами кристаллизации родоначальных расплавов состава N-MORB и островодужных толеитов. Мантийные перидотиты (преимущественно гарцбургиты) являются реститами от выплавления магм, продуцирующих бониниты, островодужные толеиты и известково-щелочные андезиты.

А. Ишиватари с соавторами отмечают отсутствие в данном офиолитовом разрезе тоналитов или плагиогранитов в отличие от корового разреза ИБМ дуги, включающего описанный выше тоналитовый комплекс Танзава. Геофизические данные показывают, что поднятие Хахаджима представляет собой бескорневую надвиговую пластину, надвинутую на плато Огасавара Тихоокеанской плиты (см. выше рис. 2.6.3) [Ishiwatari et al., 2006]. В основании поднятия фиксируются пластины океанической коры мелового возраста. Доказано, что породы, составляющие офиолитовый разрез, хотя бы однажды были выведены выше уровня моря. Авторы [Ishiwatari et al., 2006] связывают поднятие и вывод офиолитов к поверхности с субдукцией края плато Огасавара. В последующем произошло опускание и сбросообразование, что обусловило прямоугольную форму современного поднятия Хахаджима.

Четвертичные риолиты ИБМ дуги. Авторами [Tamura, Tatsumi, 2002] был показан бимодальный характер четвертичных вулканитов ИБМ дуги на гистограмме распределения кремнезема, хотя пик риолитов примерно в 5 раз ниже, чем пик базальтов и андезибазальтов. Авторы установили, что составы риолитов по петрогенным элементам хорошо сопоставляются с экспериментальными составами, полученными в результате дегидратационного плавления известково-щелочных андезитов при низких давлениях (P <7 кбар) [Beard, Lofgren, 1991]. Они предполагают, что четвертичные риолиты ИБМ дуги образовались при 20-30%-ном частичном плавлении известково-щелочных андезитов. магма которых была водонасыщена и кристаллизовалась на средних-верхних уровнях коры, не достигая поверхности и образуя, таким образом, андезитовый (тоналитовый) слой в коровом разрезе дуги (см. рис. 2.6.1, В). Плавление осуществлялось за счет привноса тепла последующими порциями горячей и сухой базальтовой магмы. В целом процесс формирования корового вещества по данным ряда авторов [Arculus, 1999; Tamura, Tatsumi, 2002], является двухстадийным: сначала происходит выплавление магнезиального андезита из вещества мантийного диапира и застывание известково-щелочного андезитового расплава на средних уровнях коры, затем - повторный разогрев и частичное плавление андезита с образованием риолитов (рис. 2.6.13, Б).

Рассмотренный выше материал по составу и происхождению плутонических и вулка-



Рис. 2.6.13. Модель происхождения тоналитовой магмы в Идзу-Бонин-Марианской островной дуге (поднятие Комахаси-Дайни) (*A*) и модель эволюции мантийной базальтовой и высоко-магнезиальной андезитовой магм в долгоживущей магматической камере (*Б*), по: [Tamura, Tatsumi, 2002; Haragushi et al., 2003]

нических пород средне-кислого состава ИБМ островодужной системы показывает, что зарождение континентальной коры начинается уже в условиях энсиматической дуги и происходит в несколько этапов, на разных стадиях ее развития. Так, авторы [Haragushi et al., 2003] считают, что на ранних стадиях развития дуги (~38 млн лет назад) важную роль играл процесс фракционной кристаллизации базальтовой магмы, который привел к образованию тоналитов Комахаси-Дайни.

На более поздних стадиях развития дуги (в миоцене), при увеличении мощности ее коры, имело место частичное плавление нижней базальтовой (или амфиболитовой) ее части и образование магм, родоначальных для тоналитов комплекса Танзава и гранитоидов комплекса Кофу. В случае тоналитов Танзава, представляющих среднекоровый уровень ИБМ дуги, авторы [Nakajima, Arima, 1998] как следствие процесса анатексиса низов островодужной коры предполагают деламинацию рестита пироксенитового состава (см. рис. 2.6.11). Для гранитоидов комплекса Кофу, внедрение которых произошло сразу после коллизии ИБМ дуги и дуги Хонсю, источник тепла для выплавления родоначальной тоналитовой магмы авторы [Saito et al., 2004] связывают с отрывом слэба (плиты Филиппинского моря), последующим апвеллингом астеносферной мантии и поступлением ее в основание коры ИБМ дуги.

Процесс выплавления магм риолитового состава из средних уровней коры ИБМ островной дуги, сложенной материалом тоналитового состава, под действием тепла базальтовых магм продолжался и в четвертичное время.

Выводы:

На начальных стадиях трансформации океанической коры в континентальную в ИБМ энсиматической островной дуге имеет место фракционная кристаллизация надсубдукционной базитовой магмы с образованием дериватов тоналитового состава. В процессе развития островодужной структуры и увеличения мощности ее коры происходит формирование среднекорового тоналитового слоя (7-12 км) в результате частичного плавления нижних базальтовых (или амфиболитовых) уровней коры над зоной субдукции. Анатексис может осуществляться как под воздействием андерплейтинга базитовой магмы в основание островодужной коры с последующей деламинацией рестита пироксенитового состава, так и в результате отрыва слэба и апвеллинга астеносферной мантии к основанию коры. Дальнейшее развитие надсубдукционного магматизма приводит к поступлению новых порций горячих базальтовых магм, которые являются источником тепла для частичного плавления среднекорового андезитового (тоналитового) слоя, что ведет уже к образованию магм собственно кислого (риолитового) состава.

ГЛАВА 3 АККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

Современные аккреционные призмы, в состав которых входят кайнозойские осадочные комплексы (о-в Барбадос (Антильские о-ва), желоб Нанкай (Юго-Западная Япония), Чилийско-Перуанский желоб (Южная Америка), Каскадия (Орегон, Северная Америка), Курильские острова (Россия) и другие) характеризуются отсутствием магматических образований, в том числе гранитов. В древних аккреционных структурах мезозойского возраста в пределах активных континентальных окраин Тихого океана, реконструируемых как аккреционные призмы, напротив, отмечаются проявления гранитоидного магматизма (преимущественно тоналит-трондьемитового состава).

Аккреционные гранитоиды прорывают древние (мезокайнозойские) аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в состав континентальной окраины.

Термин «аккреционный магматизм» был впервые предложен К.А. Крыловым (1986 г.) для плагиогранитных комплексов Эконайской зоны Корякского нагорья, маркирующих крупные фазы аккреции океанических комплексов Палеопацифики в средней юре и среднем мелу. В других районах развития аккреционной тектоники в обрамлении Тихого океана, таких как Аляска или Япония, аккреционный магматизм был описан под разными названиями. На Аляске выделяются три этапа тоналиттрондьемитового магматизма. Раннемеловой этап описан как околожелобовый плутонизм [Pavlis et al., 1988], продукты палеоценового магматизма – как «гибридные гранодиориты» [Hill et al., 1981] и эоценовый – как преддуговой магматизм [Harris et al., 1996].

Ниже будут рассмотрены конкретные примеры проявлений аккреционного магматизма.

3.1. Эконайский террейн, Корякское нагорье

Геологическое строение

Геологическое строение Эконайского террейна Корякского нагорья описано выше, в разделе 2.1, где рассматривались гранитоидные комплексы, связанные с доаккреционной историей террейна (плагиограниты офиолитовых комплексов надсубдукционного генезипозднепалеозойского-раннемезозойского, ca среднеюрского, позднеюрского-раннемелового возраста и гранитоиды вулкано-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг позднетриасового-раннеюрского возраста). В данном разделе рассмотрен плагиогранитный магматизм Эконайского террейна, для которого отмечается четкая временная и структурная приуроченность к этапам аккреции океанических комплексов в средней юре и среднем мелу. Ранее он был выделен как самостоятельный, аккреционный тип гранитоидного магматизма [Крылов, 1986; Крылов и др., 1989; Крылов, Лучицкая, 1999; Лучицкая, 2001].

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

Крупномасштабное геологическое картирование показало, что в пределах Эконайского террейна существует два типа тел плагиогранитов, занимающих различное структурное положение и различающихся по возрасту (рис. 3.1.1, 3.1.2) [Крылов, Лучицкая, 1999; Лучицкая, 2001].

Среднеюрские плагиограниты прорывают позднепалеозойско-триас-раннеюрские вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-карбо-



Рис. 3.1.1. Геологическая схема района нижнего течения р. Инаськваям-1 – правого притока р. Хатырка (составили С.В. Руженцев, С.Г. Бялобжеский, С.Д. Соколов, В.П. Похиалайнен, К.А. Крылов)

1-4 – терригенные отложения неоавтохтонного чехла: 1 – позднемаастрихтские, 2 – кампан-маастрихтские, 3 – кампанские, 4 – коньяк-сантонские; 5 – базальный горизонт с конгломератами; 6 – туфотерригенные отложения пекульнейской свиты киммеридж-валанжинского возраста и кэнкеренской свиты готерив-барремского возраста – промежуточный неоавтохтон [Григорьев и др., 1987] (накыпыйлякский покров [Руженцев и др., 1982]); 7, 8 – аккреционные плагиограниты: 7 – среднемеловые, 8 – среднеюрские; 9 – вулканогенно-кремнистые образования позднего палеозоя-триаса–ранней юры: (Эконайский аллохтон); 10 – границы: а – геологические, 6 – тектонические; 11 – надвиги; 12 – места находок палеонтологических остатков; 13 – элементы залегания



Рис. 3.1.2. Геологическая схема р-на р. Рубикон (составил К.А. Крылов по материалам С.В. Руженцева, С.Г. Бялобжеского, С.Д. Соколова, В.П. Похиалайнена)

1 – четвертичные русловые отложения; 2 – терригенные отложения неоавтохтонного чехла коньяк-маастрихтского возраста; 3 – туфотерригенные отложения пекульнейской свиты киммеридж-валанжинского возраста и кэнкеренской свиты готерив-барремского возраста – промежуточный неоавтохтон [Григорьев и др., 1987] или накыпыйлякский покров [Руженцев и др., 1982]; 4 – кремнисто-вулканогенные образования янранайского аккреционного комплекса; 5 – вулканогенно-кремнистые образования позднего палеозоя-ранней юры (Эконайский аллохтон); 6 – дайки основного состава предположительно палеоценового возраста; 7, 8 – аккреционные плагиограниты: 7 – среднемеловые, 8 – среднеюрские; 9 – границы: а – геологические, б – тектонические; 10 – элементы залегания и места находок палеонтологических остатков

натные образования, являющиеся фрагментами океанической коры Палеопацифики [Руженцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987; Крылов и др., 1989; Соколов, 1992], но при этом плагиограниты нигде не прорывают запечатывающий покровную структуру промежуточный неоавтохтон (см. рис. 3.1.1). Последний представлен туфотерригенными отложениями пекульнейской свиты и кэнкэренской свитой готерив-барремского возраста. Базальные горизонты пекульнейской свиты в разных местах датируются или киммериджем, или волжским ярусом поздней юры [Руженцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992] и содержат гальку плагиогранитов. Кроме того, плагиограниты не прорывают наиболее молодой (верхняя юра-мел) и нижний структурный элемент – янранайский аккреционный комплекс [Григорьев и др., 1987], а надвинуты на него вместе с Эконайским аллохтоном (см. рис. 3.1.1).

В отличие от них среднемеловые плагиограниты прорывают верхнеюрско-нижнемеловые комплексы янранайской аккреционной призмы [Руженцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987] (см. рис. 3.1.1, 3.1.2). Они также рвут Эконайский аллохтон, представленный мощным пакетом покровов (см. рис. 3.1.2). Вся эта сложная структура вместе с телами плагиогранитов запечатывается неоавтохтоном, сложенным осадками позднемелового возраста [Руженцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987; Крылов и др., 1989; Соколов, 1992]. Возраст базальных горизонтов неоавтохтона скользит по времени и омолаживается в северо-восточном направлении от сантон-кампанского до позднемаастрихтского [Григорьев и др., 1987]. Внедрение плагиогранитов следует непосредственно за покровообразованием и определяет окончание этапа аккреции, что указывает на тесную связь плагиогранитного магматизма с процессами аккреции.

Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, реже – субофитовую и гранофировую. Последние указывают на гипабиссальное происхождение пород. Плагиограниты состоят преимущественно из плагиоклаза андезинолигоклазового состава и кварца. В небольших количествах присутствуют роговая обманка, биотит и калиевый полевой шпат (<1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рудным минералом. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и эпидот.

Петро-геохимические характеристики

На диаграмме Ab–An–Or (рис. 3.1.3, A) плагиограниты занимают преимущественно поле трондьемитов и располагаются вдоль габбротрондьемитового тренда по стороне Na₂O–CaO треугольника на диаграмме Na₂O–K₂O–CaO (рис. 3.1.3, E). Они являются низкокалиевыми (0.08–1.4% K₂O¹) и низкоглиноземистыми (10.57–14.97% Al₂O₃) породами; только в



Рис. 3.1.3. Диаграммы Ab–An–Or (*A*) Na₂O– K₂O–CaO (*Б*) для среднемеловых и среднеюрских плагиогранитов Эконайского террейна

I – известково-щелочной тренд; II – габбро-тондъемитовый тренд

одном образце содержание Al_2O_3 превышает 15% – 15.56), что сближает их с плагиогранитами офиолитов. Большая часть составов плагиогранитов располагается в поле океанических плагиогранитов на диаграмме Колмана K_2O –SiO₂ (рис. 3.1.4).

Хондрит-нормализованные спектры распределения плагиогранитов характеризуются небольшим обогащением в легкой части спектра (La_n/YB_n = 1.1–3.87; La_n/Sm_n = 1.16–2.31) и отрицательной Eu-аномалией (Eu*/Eu_n = 0.47– 0.8) (рис. 3.1.5, *A*). Последняя свидетельствует о процесах фракционирования плагиоклаза при генерации кислой магмы. Спектры распре-

¹Аналитические данные приведены в работе [Лучицкая, 2001]



Рис. 3.1.4. Диаграмма К₂O–SiO₂ для среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайского террейна

1 – океанические плагиограниты, по: [Колман, Донато, 1983]; 2 – континентальные трондьемиты, по: [Колман, Донато, 1983]; 3 – толеит Пикче-Горж, по: [Сайз, 1984]; 4 – кривая плавления от 700° С до 930° С, по: [Сайз, 1984]; 5 – возможная область плавления плагиогранитов; 6 – анализы плагиогранитов



Рис. 3.1.5. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайского террейна (*A*) и сопоставление их с аналогичными спектрами плагиогранитов других офиолитовых комплексов (*Б*)

Б: плагиограниты: *1* – Верхние, Никойя, Коста-Рика; *2* – Куюльский террейн, Корякское нагорье; *3* – район Максад, Оман; *4* – Троодос, Кипр; *5* – горы Эконай, Корякское нагорье

деления РЗЭ аккреционных плагиогранитов сходны с таковыми офиолитовых плагиогранитов, для которых предполагается происхождение в результате фракционной кристаллизации основной магмы (например, Верхние плагиограниты (HLP) офиолитов Никойя, Коста-Рика; Куюльского террейна, Корякское нагорье; Омана, район Максад; массива Троодос, Кипр), но отличаются большим обогашением легкими РЗЭ (рис. 3.1.5, Б). От плагиогранитов офиолитов того же Эконайского террейна, которые рассмотрены в разделе 2.1, аккреционные плагиограниты отличаются большим суммарным содержанием РЗЭ, большей обогащенностью в легкой части спектра и менее значительной отрицательной Еи-аномалией.

Спектры плагиогранитов, нормированные по составу гранита океанического хребта (ORG) [Pearce et al., 1984] (рис. 3.1.6, *A*) отличаются широкой дисперсией K, RB; значительным превышением концентраций Ва и дефицитом ВЗЭ относительно состава ORG. На диаграмме Rb – (Y+Nb) [Pearce et al., 1984] (рис. 3.1.6, *Б*) плагиограниты попадают в поле гранитов вулканических дуг.

Модели происхождения и геодинамическая обстановка формирования

Для объяснения проявлений магматизма кислого состава во фронтальной части островной дуги ранее рассматривалась петрологиче-



Рис. 3.1.6. Спайдер-диаграмма элементов-примесей, нормированных на ORG (*A*) и диаграмма Rb– (Y+Nb) (*Б*) для среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайского террейна

ская модель [Рингвуд, 1981], в которой предполагался переход базитовой части океанической коры в кварцевый эклогит в верхней части пододвигающейся под островную дугу океанической плиты. Частичное плавление кварцевого эклогита, по мнению А.Е. Рингвуда [1981], приводит к образованию обогащенной водой риодацитовой магмы в равновесии с эклогитовым реститом. При реализации такого процесса в природе должен возникать постоянно действующий пояс магматизма кислого состава во фронтальной части островной дуги. Однако проявления плагиогранитного магматизма Эконайского террейна имеют прерывистый характер в связи с этапами аккреции океанических комплексов в средней юре и среднем мелу. Таким образом, модель частичного плавления кварцевого эклогита в зоне субдукции нельзя использовать для объяснения генезиса аккреционного магматизма.

Этот же фактор прерывистости плагиогранитного магматизма накладывает ограничения и на модель М. Дефанта и М. Драммонда [Drummond, Defant, 1990, 1996], рассмотренную ниже в разделе 3.8. и объясняющую образование высокоглиноземистых тоналитовтрондьемитов (или адакитов) во фронтальной части островных дуг частичным плавлением мафического материала погружающейся в зоне субдукции молодой и горячей океанической коры. Логическим следствием их модели должно быть непрерывное формирование высокоглиноземистых тоналитов-трондьемитов (или адакитов) во фронтальной части островной дуги в течение длительного промежутка времени, что не согласуется с дискретным проявлением плагиогранитного магматизма в аккреционной структуре Эконайского террейна. Кроме того, по мнению некоторых авторов [Defant, Kepezhinskas, 2001], при отделении расплава, образовавшегося при плавлении мафического материала субдуцирующей океанической плиты и прохождении его через надсубдукционный мантийный клин, происходит взаимодействие с мантийным веществом клина и, в зависимости от степени этого взаимодействия, формирование таких пород, как высокомагнезиальные андезиты, бониниты, высокониобиевые базальты. В составе Эконайского и Янранайского террейнов подобные породы не наблюдаются.

Самостоятельность тоналит-трондьемитовой (плагиогранитной) формации, ее пространственная и временная оторванность от любого другого типа магматизма не позволяет также использовать модели фракционной кристаллизации толеитового основного расплава, обычно применяемую для объяснения происхождения океанических плагиогранитов и плагиогранитов островных дуг (плагиогранитов офиолитовых комплексов) [Колман, Донато, 1983; Pearce et al., 1984].

Отсутствие изотопных данных для аккреционных плагиогранитов не позволяет сделать точные оценки состава источника, однако можно сделать некоторые прикидки, опираясь на известные экспериментальные работы по частичному плавлению различных пород и геохимические особенности плагиогранитных комплексов.

Ранее в работе [Крылов, Лучицкая, 1999] была сделана качественная оценка состава источника с использованием кривой экспериментальных составов, полученных Р. Хельц [1976] при частичном плавления толеита (см. рис. 3.1.4). Было показано, что реальные составы плагиогранитов Эконайского террейна располагаются правее и ниже экспериментальной кривой, следовательно, и предполагаемый состав источника должен располагаться правее состава толеита, т.е. иметь более высокие содержания SiO₂ при низких содержаниях К₂O (<2 %). Такой состав источника можно получить, используя смесь низкокалиевого океанического толеита (SiO₂ = 48-52%, K₂O = 0.1%) и пелагических кремнистых осадков (SiO₂ = 86-95%; К₂О = 0.1–0.47) [Григорьев и др., 1987; Крылов и др., 1989; Крылов, Лучицкая, 1999].

Особенности распределения РЗЭ плагиогранитов, наряду с низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов, также могут быть объяснены плавлением такой смеси. За счет кремней она будет несколько обогащена легкими РЗЭ с одновременным обеднением в тяжелой части спектра. Присутствие кремней в смеси позволит увеличить содержания SiO₂ в источнике по сравнению с океаническим толеитом без повышения содержаний К₂О. Именно такими породами и сложена верхняя часть океанических комплексов позднепалеозойского-мезозойского возраста, обнаруженных в Эконайском террейне и в других аккреционных структурах [Аккреционная тектоника..., 1993; Григорьев и др., 1987; Крылов, Григорьев, 1997; Соколов, 1992; Федорчук, 1988 и др.].

Надо отметить, что еще Ф. Баркером и Дж. Артом (1983 г.) было проведено разделение тоналитов-трондьемитов на две группы: низкоглиноземистых (Al₂O₂<15%) и высокоглиноземистых (Al₂O₃>15%). Было показано, что первые имеют пологие спектры РЗЭ, низкое La/Yb отношение, повышенное содержание Yb и Y; вторые, напротив, обладают крутыми спектрами РЗЭ и обеднены Yb и Y. Обедненность высокоглиноземистых тоналитов-трондьемитов тяжелыми РЗЭ объясняют наличием граната в рестите. Нижняя граница усточивости граната отвечает давлению 10-12 кбар. Это предполагает, что расплавы, равновесные с реститом, содержащим гранат, образовались при дегидратационном плавлении в области давлений более 10-12 кбар. Соответственно, низкоглиноземистые тоналиты-трондьемиты отвечают расплавам, образовавшимся в области давлений менее 10-12 кбар. Низкоглиноземистый характер аккреционных плагиогранитов Эконайского террейна (Al₂O₃<15%) и низкие La/Yb (1.1-3.87) позволяют отнести их низкоглиноземистому типу тоналитов-трондьемитов и предполагать, что родоначальные для них расплавы образовались в области давлений менее 10 кбар. Такой же качественный вывод можно сделать, используя диаграмму Yb-Eu, предложенную в работе О.М. Туркиной [2000].

Процесс проявления плагиогранитного магматизма в аккреционных структурах можно представить в следующем виде [Крылов, Лучицкая, 1999; Лучицкая, 2001]. При субдукции нормальной океанической коры процесс аккреции практически не идет и, соответственно, отсутствует аккреционный магматизм. При подходе к зоне субдукции коры с аномальными свойствами (большая мощность, повышенная плавучесть) может происходить увеличение сцепления между пододвигающейся плитой и надвигающейся островной дугой или краем континента, что приводит к расслоению океанической коры. При дальнейшем погружении океанической коры происходит срыв вдоль плоскостей расслоения и вовлечение ее верхней части в структуру аккреционной призмы. При этом происходит наращивание мощности аккреционной призмы, т.е. вертикальная аккреция [Соколов, 1992]. В пододвигающемся блоке происходит заглубление изотерм и метаморфизм низких температур и высоких давлений. При остановке движения аккретированного фрагмента коры идет выравнивание теплового поля и подьем изотерм вверх. В дальнейшем происходит перескок субдукции на новую позицию и продолжается дополнительный разогрев аккретированного блока за счет трения при продолжающейся субдукции ниже этого блока, и в нем достигаются температуры, необходимые для выплавки плагиогранитного состава, обусловленной дефицитом литофильных элементов в плавящемся субстрате.

Выводы

1. Процесс аккреции океанических комплексов Эконайского террейна Корякского нагорья характеризуется пространственной, структурной и временной связью с проявлениями плагиогранитного магматизма в средней юре и среднем мелу.

2. Геохимическая специфика аккреционного магматизма может быть связана с частичным плавлением преимущественно пород океанического генезиса – смеси из верхних частей океанической коры (базиты) и перекрывающих их океанических (кремнистых) осадков.

3. Низкоглиноземистый характер аккреционных плагиогранитов и интерпретация данных по содержаниям Еu и Yb в них позволяет предполагать, что выплавление родоначальных расплавов происходило в области давлений менее 10 кбар.

3.2. Ганальский террейн, Вахталкинский субтеррейн, Восточная Камчатка

Геологический очерк

Территория п-ова Камчатка входит в состав Корякско-Камчатской складчатой области, которая представляет собой континентальную окраину аккреционного типа. Ее формирование происходило в процессе последовательного причленения к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов [Соколов, 1992; Соколов и др., 2001]. Различаются островодужные, офиолитовые, окраинно-морские, турбидитовые террейны, террейны океанической коры и аккреционных призм [Очерки тектоники ..., 1982; Ставский и др., 1988; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993]. Важное место в аккреционной структуре Корякско-Камчатской складчатой области занимают метаморфические комплексы, наиболее крупные выходы которых расположены в Малкинском поднятии в южной части Срединного хребта Центральной Камчатки (см. ниже в разделе 3.7) и в Ганальском хребте Восточной Камчатки.

На территории Ганальского хребта проводились геологосьемочные работы под руководством Д.А. Бабушкина, Г.И. Новоселова, И.А. Сидорчука, Б.К. Долматова и др. Тематические работы вели А.И. Ханчук, И.А. Тарарин, О.М. Розен, М.С. Марков, М.М. Лебедев, А.В. Рихтер и др. Детальное описание структуры, стратиграфии и состава метаморфических толщ было дано Л.Л. Германом в монографии «Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки» [1978]¹.

Существуют различные точки зрения на происхождение, возраст и характер структуры метаморфических комплексов Ганальского хребта Камчатки. Ряд исследователей [Харкевич, 1940; Мокроусов, 1961; Марченко, 1968; Розен, Марков, 1973; Герман, 1978; Шульдинер и др., 1979], принимавших докембрийский возраст ганальской серии (нижнее структурное подразделение в схеме метаморфических комплексов), рассматривали метаморфические толщи Ганальского хребта как выступ древнего консолидированного фундамента, на котором заложились структуры позднемеловой островной дуги Восточной Камчатки.

Согласно другой точке зрения, метаморфические образования представляют собой серию мезозойских отложений, слагающих комплекс основания позднемеловой островной дуги или даже частично являющихся фациями этой структуры, метаморфизованной в позднемеловое-палеогеновое (?) время [Лебедев, 1967; Тарарин, 1977]. А.В. Рихтер рассматривает метаморфический комплекс Ганальского хребта как новообразованный; прогрессивный метаморфизм, по его мнению, был обусловлен тектоническим совмещением различных комплексов, а регрессивный – выводом метаморфических пород к поверхности [Аккреционная ..., 1993].

А.В. Рихтером в работе [Zinkevich et al., 1998] метаморфические комплексы Ганальского хребта рассматриваются в аккреционной структуре Восточной Камчатки как Ганальский композитный метаморфический террейн, являющийся составной частью докайнозойского основания Камчатки. Ганальский террейн выделен и на тектонической схеме Дальнего Востока России [Геодинамика ..., 2006] (см. рис. 2.1.1).

В составе Ганальского композитного террейна с севера на юг выделяются три субтеррейна, каждый из которых имеет свою внутреннюю структуру: Кижиченокский, Стеновой и Вахталкинский (рис. 3.2.1). Выделяются также четыре доэоценовых вещественных комплекса, имеющих тектонические взаимоотношения: слабо метаморфизованный позднемеловой (ирунейская свита) преимущественно пирокластического состава; метаморфические терригенно-вулканогенный (ганальская серия); эффузивно-пирокластический (стеновая серия) и терригенно-кремнисто-вулканогенный.

По данным А.В. Рихтера [Zinkevich et al., 1998], аккреция перечисленных субтеррейнов началась в конце позднего мела и продолжалась в течение палеоцена, сопровождалась их тектоническим совмещением, метаморфизмом. Ниже будет показано, что процесс аккре-

Рис. 3.2.1. Схема строения Ганальского хребта (составлена А.В. Рихтером по материалам Д.А. Бабушкина, Б.К. Долматова, М.В. Лучицкой, Г.И. Новоселова, И.А. Сидорчука) (*a*) и профили АА, ББ (*б*)

¹ – верхнекайнозойские отложения: четвертичные (*a*), туфы и эффузивы неогена (*б*); 2 – терригенные отложения зоцена; 3 – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; 4–6 – терригенно-кремнисто-вулканогененый комплекс, толщи: 4 – вулканогенная, 5 – терригенная, 6 – кремнисто-туфогенная; 7–9 – терригенно-эффузивнопирокластический комплекс (стеновая серия), толщи: 7 – эффузивно-пирокластическая и туфотерригенная (нерасчлененные), 8 – терригенная, 9 – пирокластическая; 10–12 – терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия), толщи: 10 – эффузивная (вахталкинская), 11 – терригенная (воеводская), 12 – терригенно-вулканогенная (дъявольская); 13 – горизонт метакарбонатных пород в терригенно-вулканогенной толще; 14 – породы гранулитовой фации метаморфизма; 15 – субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; 16 – дометаморфические габбро-нориты и постметаморфические роговообманковые габбро (нерасчлененные); 17 – синкинематические габбро (*a*) и плагиограниты (*б*); 18 – посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; 19 – элементы залегания слоистости или сланцеватости; 20 – надвиги первой фазы, ограничивающие: *a* – литопластины, *б* – чешуи; 21 – сдвиго-надвиги второй фазы, ограничивающие субтеррейны (*a*) и чешуи (*б*), позднекайнозойские крутопадающие разломы (*в*); 22 – стратиграфический контакт. Субтеррейны (цифры в кружках): 1 – Кижиченокский, 2 – Стеновой, 3 - Вахталкинский

¹Более детально историю изучения Ганальского хребта см. [Лучицкая, 2001]



ции совпровождался становлением интрузий габбро и плагиогранитов.

Кижиченокский субтеррейн сложен породами терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса. Предполагается, что формирование исходных отложений происходило в глубоководном задуговом бассейне [Zinkevich et al., 1998].

Стеновой субтеррейн сложен тектонически совмещенными и совместно метаморобразованиями эффузивнофизованными пирокластического (стеновая серия) И терригенно-кремнисто-вулканогенного комплексов. В пределах Стенового субтеррейна присутствует субвулканическая габброкварцево-диорит-лейкоплагиогранитная ассоциация, комагматичная вмещающим эффузивно-пирокластическим толщам. Все исследователи [Тарарин, 1977; Герман, 1978; Аккреционная тектоника..., 1993] относят ее к островодужным образованиям.

Ниже более подробно остановимся на строении Вахталкинского субтеррейна (см. рис. 3.2.1). Только в составе данного субтеррейна и на границе его со Стеновым наблюдаются синкинематические габбро и плагиограниты, которые автор относит к аккреционному типу магматизма.

Контакт Вахталкинского субтеррейна в его юго-западной части с неметаморфизованными пирокластическими образованиями ирунейской свиты проходит по крутопадающему разлому северо-западного простирания. На севере Вахталкинский субтеррейн граничит со Стеновым по сдвиго-надвигу северо-западного простирания с юго-восточным падением сместителя.

B составе Вахталкинского субтеррейна снизу вверх выделяются следующие вещественные гранулитовый, комплексы: терригенно-вулканогенный (ганальская ceрия), эффузивно-пирокластический (аналог стеновой серии в Стеновом субтеррейне), терригенно-кремнисто-вулканогенный и образования ирунейской свиты. Все комплексы, за исключением гранулитового, находятся в аллохтонном залегании. Неоавтохтонный комплекс представлен терригенными отложениями эоцена (см. рис. 3.2.1).

В центральной части блока расположен Юрчикский массив, прорывающий отложения терригенно-вулканогенного комплекса и сложенный габбро-норитами с жильной фацией кортландитов [Тарарин и др., 2002]. По данным ряда авторов [Тарарин и др., 2002], массив претерпел рассланцевание и региональный метаморфизм амфиболитовой фации одновременно и изофациально с метаморфизмом пород терригенно-вулканогенного комплекса. В южной части массива присутствуют также более поздние постметаморфические амфиболовые габбро [Аккреционная ..., 1993; Тарарин и др., 2002]. По данным В.К. Кузьмина и др. [2003], возраст неметаморфизованных габбро-норитов из центральной части Юрчикского массива составляет 27±24 млн лет (Sm-Nd метод). Постметаморфические роговообманковые габбро датируются 42.0 (плагиоклаз) и 35.2 (роговая обманка) млн лет (⁴⁰Ar-³⁹Ar метод) [Зинкевич и др., 1993].

Генезис и структурное положение гранулитов Вахталкинского субтеррейна являются спорными. Л.Л. Герман [1978] относил их к фундаменту ганальской серии; другие исследователи рассматривали гранулиты как наиболее метаморфизованные породы ганальской серии. И.А. Тарарин [1977] считал, что происхождение пород гранулитовой фации связано с контактовым метаморфизмом Юрчикского массива. В более поздней работе [Тарарин и др., 2002] авторы очень детально рассматривают зону контакта между постметаморфическими роговообманковыми габбро Юрчикского массива и плагиогнейсами ганальской серии (терригенно-вулканогенного комплекса) и отмечают развитие гранат-ортопироксенбиотит-кордиеритовых гранулитоподобных контактово-реакционных пород.

Контактовое происхождение гранулитов в ореоле Юрчикского габбро-норитового массива еще раз подчеркивается в работах [Тарарин, 2009; Тарарин, Чубаров, 2009]. По мнению авторов, контактовое воздействие габброидов обусловило образование высокотемпературных гранулитоподобных пород по основным вулканитам и терригенным породам вахталкинской толщи. В локальных участках роговики подверглись метасоматическим изменениям с формированием тел тонко- и мелкозернистых метасоматитов, которые в зонах наиболее интенсивного воздействия мантийных флюидов испытали частичное расплавление и магматическое замещение с образованием магматических прожилков и обособлений, эндербитов и плагиогнейсов [Тарарин, Чубаров, 2009].

Близкие возрасты гранулитов и габброноритов Юрчикского массива, определенные Sm-Nd и U-Pb методами (27±24 и 34.9±0.8 млн лет, соответственно) [Кузьмин и др., 2003], могут свидетельствовать в пользу данной точки зрения. Возраст гранулитов и габбро-норитов, полученный Sm-Nd изохронным методом В.И. Виноградовым и др. [1991], оценивается авторами как кайнозойский, вероятно, миоценовый. Авторы [Львов и др., 1990] показали, что большинство цирконов с докембрийскими возрастами в гранулитах и других комплексах Вахталкинского субтеррейна являются ксеногенными и их датировки не отражают времени образования вмещающих пород.

Возможно, гранулиты являются фрагментами автохтонного комплекса, сопоставимого с колпаковской серией метаморфического комплекса Срединного хребта [Рихтер, 1995].

Терригенно-вулканогенный комплекс соответствует выделяемой ранее [Лебедев, 1967; Герман, 1978; Ханчук, 1985] ганальской серии. Стратиграфические схемы расчленения ганальской серии, разработанные в результате проводившихся в Ганальском хребте геолого-съемочных работ под руководством Д.А. Бабушкина, И.А. Сидорчука, достаточно близки и в соответствии с ними терригенновулканогенный комплекс расчленяется на три толщи: эффузивную (вахталкинскую), терригенную (воеводскую) и терригенновулканогенную (дьявольскую). Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации и частично диафторированы от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Возраст исходных пород неизвестен.

Разными методами и в разное время для метаморфических пород ганальской серии получены возрасты в 2.6 (U-Pb метод), 2.0–1.7 (Pb-Pb метод) млрд лет [Львов, 1986; Львов и др., 1986,], 242 (Rb-Sr метод), 188, 95–88 и 69–65 млн лет (K-Ar метод) [Герман, 1978]. Как указывалось выше, докембрийский возраст может быть обусловлен наличием ксеногенных цирконов и не отражает возраст пород. Возраст прогрессивного метаморфизма амфиболитов ганальской серии составляет 50.6 и 47 млн лет по результатам ⁴⁰Ar-³⁹Ar-датирования (по роговой обманке) [Зинкевич и др., 1993] и 33±22 млн лет – по валовой пробе (Sm-Nd метод) [Кузьмин и др., 2003].

Нижняя эффузивная толща (вахталкинская, мощность 800–900 м) сложена метаэффузивами основного состава с единичными прослоями метаосадочных пород в верхних частях ее разреза: терригенных, кремнистых и марганцевистых. Породы преобразованы в амфиболиты и амфиболовые сланцы с прослоями, соответственно, биотитовых плагиогнейсов, кварцитов и магнетитовых гранатитов. О.М. Розен, М.С. Марков [1973] на основании петро-геохимических данных показали, что среди исходных для амфиболитов ганальской серии пород были распространены разновидности от толеитовых до щелочных базальтов, сопоставимые с океаническими базальтами (базальтами океанического дна). По данным ряда авторов [Лучицкая, Рихтер, 1989; Аккреционная тектоника..., 1993], амфиболиты нижней части ганальской серии также относятся к океаническим образованиями и точки их составов на различных диаграммах располагаются вдоль тренда базальтов океанических поднятий и в поле абиссальных толеитов и толеитов океанических островов.

Эффузивная толща перекрывается тонкослоистой, преимущественно терригенной (воеводская, мощность 200–300 м), которая представлена различными плагиогнейсами и глиноземистыми сланцами с маломощными прослоями кварцитов, амфиболитов и мраморов. Исходными породами для них служили туффиты, субграувакки, граувакки и железистоглиноземистые глины [Аккреционная тектоника..., 1993].

Венчает видимый разрез комплекса терригенно-вулканогенная толща (дьявольская, мощность более 2000 м), сложенная переслаиванием амфиболитов и амфиболовых сланцев с плагиогнейсами и включает несколько прослоев кварцитов и мраморов мощностью 0.5–2 м. Амфиболовые сланцы образованы главным образом по островодужным базальтам и грауваккам [Аккреционная тектоника..., 1993].

Эффузивно-пирокластический комплекс (стеновая серия) в полном объеме развит только в Стеновом субтеррейне, в Вахталкинском присутствует толща, которая сопоставляется по своему строению и присутствию в разрезе сланцев по эффузивам кислого состава с нижней эффузивно-пирокластической толщей эффузивно-пирокластического комплекса Стенового субтеррейна. В ней, так же, как и в Стеновом субтеррейне, присутствуют небольшие субвулканические тела габбро, диоритов и гранит-порфиров. Толща метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации. Возраст пород эффузивно-пирокластического комплекса неизвестен. Абсолютные возрасты для

плагиогранит-порфиров, прорывающих породы стеновой серии Стенового блока, противоречивы: 800 (Pb-Pb метод), 487 (Rb-Sr метод) и 60 (K-Ar метод) млн лет [Герман, 1978; Шульдинер и др., 1979].

Терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс сложен тремя толщами: вулканогенной, терригенной (песчано-глинистой) и кремнисто-туфогенной. В Вахталкинском блоке выходят только нижние части разреза комплекса – вулканогенная толща и нижняя часть терригенной толщи.

Вулканогенная толща (мощность 600–800 м) сложена различными зелеными сланцами, среди которых распознаются туфы и базальты. В верхних частях разреза толщи встречаются прослои эффузивов и туфов кислого состава, а непосредственно на контакте с терригенной толщей отмечена марганцевая минерализация, представленная красными пьемонтитовыми сланцами и черной марганцовистой рудой (ручей Каменистый, ручей Сумный). Контакт в этом случае с вышележащей терригенной толщей тектонический (рис. 3.2.2). В других местах наблюдается постепенный переход через пачку переслаивания к аргиллитам (глинистым сланцам, филлитам) терригенной толщи.

Породы вулканогенной толщи метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидотамфиболитовой фации. В зеленых сланцах по эффузивам часто наблюдаются реликтовые вкрапленники плагиоклаза. По данным [Аккреционная тектоника..., 1993], первичные породы толщи относятся к базальтам, туфам, грауваккам; единичные анализы – к монтмориллонитовым глинам. Базальты толщи (толеиты и кварцевые толеиты) относятся к островодужной ассоциации и соответствуют известковощелочным и щелочно-известковым сериям.

Возраст отложений терригенно-кремнистовулканогенного комплекса неизвестен, так как имеющиеся данные крайне противоречивы. Возраст терригенной толщи по цирконам Pb-Pb методом составляет 1.8–1.4 млрд лет [Львов, 1986], К-Аг методом – 157 млн лет [Герман, 1978]. Большинство исследователей считают эти толщи юрско-меловыми или верхнемеловыми, что отражено в ряде изданных геологических карт. В.П. Зинкевич и Н.В. Цуканов (устное сообщение), изучавшие строение верхнемеловых отложений Восточной Камчатки, считают, что терригенная и кремнистотуфогенная толщи по своему строению и литологии сопоставимы с верхнемеловыми толщами южной части Валагинского хребта.

Ирунейская свита верхнемелового возраста представлена слабометаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации пирокластическими породами.

В целом рассмотренные комплексы Вахталкинского террейна интерпретируются как комплексы энсиматической позднемеловой островной дуги и бассейна с океанической корой (нижняя эффузивная толща ганальской серии) [Zinkevich et al., 1998].

Структура Вахталкинского субтеррейна может быть названа складчато-надвиговой. В центральной части блока выделяется крупная Вахталкинская антиформа (см. рис. 3.2.1). В ее ядре залегают амфиболиты эффузивной (вахталкинской) толщи. Осевая поверхность антиформы огибает габбро-норитовый массив горы Юрчик, меняя простирание с северовосточного на северо-западное. На участке своего северо-восточного простирания складка имеет асимметричное строение с крутым северо-западным крылом (70-60°) и более пологим юго-восточным (35–45°). На северозападном участке осевая поверхность складки имеет северо-восточную вергентность, а шарнир погружается к северо-западу.

В юго-восточной части субтеррейна на описанную выше антиформную структуру с юго-востока надвинут пакет пластин, сложенных в нижней части породами эффузивно-пирокластической толщи, в верхней – терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса (см. рис. 3.2.2).

Вулканогенные образования эффузивнопирокластической толщи нижней пластины смяты в сжатые изоклинальные складки северо-восточного простирания с сильной северо-западной вергентностью осевых поверхностей. Здесь также наблюдаются системы срывов с юго-восточным падением плоскостей сместителей.

Породы терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса, слагающие наиболее верхнюю пластину, моноклинально погружаются к юго-востоку и осложнены серией чешуйчатых надвигов с приразломными изоклинальными складками северо-восточного простирания и с северо-западной вергентностью (см. рис. 3.2.2). Внутри отдельных чешуй картируются более широкие открытые складки также северо-восточного простирания. Осевые пло-



Рис. 3.2.2. Схема геологического строения юго-восточной части Вахталкинского субтеррейна (*a*), профиль АБ (*б*)

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3, 4 – прогрессивно метаморфизованные отложения терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс: 3 – черных сланцев (a), филлитов (б), 4 – зеленых сланцев; 5 – полиметаморфические образования терригенно-вулканогенной толщи терригенно-вулканогенного комплекса; 6 – габбро; 7 – плагиограниты; 8 – силлы пород кислого состава; 9 – серпентинизированные гипербазиты; 10 – неогеновые гранодиориты; 11 – надвиги; 12 – стратиграфические границы; 13 – элементы залегания; 14 – линия профиля


Рис. 3.2.3. Схема геологического строения северо-западного участка Вахталкинского субтеррейна (*a*), профили I–I, II–II (*б*)

І– четвертичные отложения; 2 – вулканогенные образования неогена; 3 – терригенные отложения эоцена; 4 – вулканогенные образования верхнего мела; 5 – прогрессивно метаморфизованные отложения Стенового блока, эффузивная толща; 6–9 – полиметаморфические образования терригенно-вулканогенного комплекса, толщи: 6 – терригенно-вулканогенная, 7 – терригенная, 8 – эффузивная; 9 – гранулиты; 10 – плагиограниты; 11 – габбро; 12 – габбро-нориты Юрчикского массива; 13 – мигматизированные породы; 14 – надвиг Вахталкинского блока на Стеновой; 15 – прочие надвиги; 16 – стратиграфические границы; 17 – элементы залегания; 18 – линии профилей

скости их погружаются к юго-востоку, а шарниры – к юго-западу. В основании одной из чешуй присутствуют маломощные протрузии метагипербазитов.

Образования, слагающие названные пластины, прогрессивно метаморфизованы, степень метаморфизма увеличивается структурно вниз от зеленосланцевой до эпидотамфиболитовой.

Северо-западная часть Вахталкинского субтеррейна осложнена зонами чешуйчатых надвигов, развитых внутри терригенно-вулканогенного комплекса (рис. 3.2.3). На образования терригенно-вулканогенного комплекса здесь надвинута пластина, сложенная верхнемеловыми образованиями ирунейской свиты. Все тектонические границы имеют северо-западные простирания и параллельны надвигу Вахталкинского блока в целом на Стеновой.

С юго-востока на северо-запад, т.е. структурно вниз в пределах Вахталкинского субтеррейна, можно наблюдать следующий ряд структурных форм [Аккреционная тектоника..., 1993]. В верхней части верхней пластины, сложенной породами терригенно-кремнистовулканогенного комплекса, наблюдаются открытые складки и чешуйчатые надвиги, в ее нижних частях и в подстилающией пласложенной породами эффузивностине, пирокластического комплекса, – изоклинальные, сильно опрокинутые к северо-западу складки и надвиги. В самых нижних частях структурного разреза наблюдаются структуры пластического течения. Структурно вниз также увеличивается метаморфизм пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

Интрузивный комплекс Вахталкинского блока представлен габбро и рвущими их плагиогранитами. Породы среднего состава, диориты, присутствуют в ограниченном количестве. Ранее габбро описывались как ортоамфиболиты, а плагиограниты – как пластовые тела биотит-роговообманковых, роговообманковых и гранат-роговообманковых плагиогранитов (гнейсо-гранитов) внутри ганальской серии [Герман, 1978].

Габбро и прорывающие их плагиограниты залегают на разных структурных уровнях: между терригенно-вулканогенным комплексом и эффузивно-пирокластической толщей эффузивно-пирокластического комплекса (см. рис. 3.2.1); между последней и терригеннокремнисто-вулканогенным комплексом, где они образуют мощные тела, погружающиеся к юго-востоку (см. рис. 3.2.1, 3.2.2); вдоль зон тектонических срывов внутри терригенновулканогенного комплекса (см. рис. 3.2.3). Наиболее мощные тела габбро и плагиогранитов присутствуют в зоне надвига Вахталкинского субтеррейна на Стеновой (см. рис. 3.2.1), располагаясь среди бластокатаклазитов и бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации в верховье р. Тумхан (мощность около 100 м) и по правым притокам р. Правая Авача, где они полого погружаются к юго-западу. Маломощные тела плагиогранитов залегают также в зоне контакта габбро-норитового массива горы Юрчик с вмещающими породами и в замке Вахталкинской антиформы (см. рис. 3.2.1).

Конформность пластовых тел габбро и плагиогранитов структуре вмещающих толщ и крупным разрывным нарушениям, ориентированное расположение слагающих породы минералов указывают, что становление массивов было синкинематическим, и они маркируют собой зоны тектонических срывов.

Особенностью структурного положения плагиогранитов является их залегание в основании пластины, сложенной неметаморфизованными отложениями верхнего мела (ирунейская свита) на северо-западе Вахталкинского субтеррейна. Контакт наблюдался по р. Крутой и на водоразделе рек Воеводская и Крутая (рис. 3.2.4). Подстилающими образованиями для верхнемеловых отложений являются плагиогнейсы терригенной толщи. Плагиограниты слагают пластовое тело с маломощными инъекциями по сланцеватости в плагиогнейсы терригенной толщи и по трещинам отдельности в вулканогенные отложения верхнего мела. По внешнему виду, текстуре, структуре, минеральному и химическому составам и по структурному положению плагиограниты в основании пластины верхнемеловых пород ничем не отличаются от плагиогранитов более нижних структурных подразделений. То, что верхнемеловые образования находятся в покровно-надвиговом залегании и плагиограниты внедрялись по тектоническому контакту, подтверждают следующие факты: отсутствие базальных горизонтов в основании верхнемеловых пород и их рассланцевание вблизи



Рис. 3.2.4. Зарисовка контакта полиметаморфических образований терригенно-вулканогенного комплекса и неметаморфизованных вулканогенных отложений верхнего мела

 1 – неогеновые отложения; 2 – неметаморфизованные вулканогенные отложения верхнего мела; 3, 4 – полиметаморфические образования терригенно-вулканогенного комплекса, толщи: 3 – эффузивная; 4 – терригенная; 5 – габбро;
6 – плагиограниты; 7 – элементы залегания; 8 – направления движения по надвигам

контакта с метаморфическими породами терригенной толщи, дискордантность структур и разрыв в степени метаморфизма между верхнемеловыми образованиями и образованиями терригенно-вулканогенного комплекса.

Наиболее многочисленные мощные пластовые тела габбро и плагиогранитов присутствуют на наиболее низких структурных уровнях, где развиты структуры пластического течения, и маркируют тектонические срывы двух генераций: надвиги с востока, сдвиги и надвиги северо-западного простирания. По данным А.В. Рихтера, последние, хотя и являются более поздними относительно первых для верхних структурных подразделений, но генетически с ними связаны и формировались фактически в один этап структурообразования при аккрети-

ровании субтеррейнов (на что указывают структуры терригенно-вулканогенного комплекса и положение габбро-плагиогранитных тел) [Аккреционная тектоника..., 1993; Zinkevich et al., 1998]. Время этого этапа определяется как рубеж мела и палеогена на основании участия в надвиговой структуре верхнемеловых толщ и запечатывании всей структуры постаккреционными терригенными отложениями эоцена. Малочисленные абсолютные датировки возраста плагиогранитов и габбро согласуются с этими данными: К-Ar метод – 65 млн лет (плагиограниты) [Герман, 1978], ⁴⁰Аr/³⁹Аr метод по роговой обманке (габбро) – 35.4 млн лет [Зинкевич и др., 1993]. Однако по данным В.И. Виноградова и др. [1991а, б], возраст плагиогранитов – миоценовый (7±10 млн лет) (данные Rb-Sr метода).

Габбро имеет крупнозернистую структуру и гнейсовидную текстуру. В шлифах видны реликтовые участки габбровой структуры, представленные крупными кристаллами роговой обманки и плагиоклаза. В отдельных случаях можно предположить, что роговая обманка развивается по пироксену. Первичная структура подверглась рассланцеванию и перекристаллизации с образованием мелкозернистого лепидогранобластового агрегата зерен кварца, альбита, мелкочешуйчатого коричневато-зеленого биотита, амфибола, серицита, хлорита. На месте роговой обманки часто наблюдается агрегат мелких зерен вторичного амфибола и мелкочешуйчатого биотита. По плагиоклазу развивается мелкозернистый гранобластовый агрегат кварца, альбита, серицита, эпидота.

Диориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза и роговой обманки (20%) с небольшим количеством кварца (1–2%). Из вторичных минералов представлены кварц, хлорит, эпидот.

Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят преимущественно из плагиоклаза олигоклаз-андезинового состава и кварца. В небольших количествах (< 10%) присутствуют: роговая обманка, биотит, гранат, реже – калиевый полевой шпат (1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудным минералом.

Микроструктурные особенности плагиогранитов, такие, как перекристаллизация кварца с образованием теней давления, микротрещины в плагиоклазе, кинкбанды в биотите, волнистое угасание плагиоклаза, указывают на пластические деформации в твердом состоянии.

Петро-геохимические характеристики

Петро-геохимические особенности габброплагиогранитных интрузий рассматриваются только для плагиогранитов¹, из-за недостатка данных по габбро.

На диаграмме Ab–An–Or (рис. 3.2.5A) породы кислого состава попадают в поля трондьемитов и тоналитов, а на диаграмме Na₂O– K₂O–CaO (рис. 3.2.5, *Б*) группируются вдоль габбро-трондьемитового тренда вблизи Na-Ca стороны треугольника. Породы не содержат в своем составе калиевого полевого шпата (или содержат его в очень незначительных количествах, редко превышающих 1% K₂O).



Рис. 3.2.5. Диаграмма Ab–An–Or (*A*) и Na₂O– K₂O–CaO (*Б*) для плагиогранитов Вахталкинского субтеррейна

На диаграмме K_2O-SiO_2 плагиограниты располагаются в пределах поля континентальных трондьемитов (рис. 3.2.6, *A*) в отличие от аккреционных плагиогранитов Эконайского террейна, хотя небольшая часть анализов плагиогранитов тоже попадает в поле океанических плагиогранитов [Колман, Донато, 1983]. По содержанию Al_2O_3 выделяются как высокоглиноземистые (>15%) разности, так и низкоглиноземистые (<15%).

Суммарные содержания РЗЭ в плагиогранитах достаточно сильно варьируют – от 7.6 до 67.8 (рис. 3.2.6, *Б*). На хондрит-нормализованных

¹Аналитические данные представлены в работе [Лучицкая, 2001]



Рис. 3.2.6. Диаграмма К₂O–SiO₂ [Колман, Донато, 1983] (*A*) и хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (*Б*) для плагиогранитов Вахталкинского блока

1 – плагиограниты; *2* – габбро

спектрах РЗЭ выделяются две группы пород. Первая группа характеризуется небольшим обогащением в легкой части спектра, уплощенным спектром в тяжелой части (La_n/Yb_n = 3.41– 5.88; 1.54–2.46) и слабой отрицательной Euаномалией (Eu*/Eu_n = 0.72–0.97), в единичном случае положительной Eu-аномалией (Eu*/Eu_n = 1.6). Для второй группы пород также характерны: обогащение легкой части спектра, резкое обеднение тяжелыми РЗЭ (La_n/YB_n = 15.2; 17.83; La_n/Sm_n = 3.2; 2.43), слабая положительная Euаномалия (Eu*/Eu_n = 1.1; 1.01). Для второй группы плагиогранитов характерны также высокие Sr/Y отношения, сопоставимые с таковыми в адакитах и высокоглиноземистых ТТГ (рис. 3.2.7, *Б*). Обеднение тяжелыми РЗЭ и повышенные Sr/Y отношения могут объясняться присутствием в рестите граната, который является минералом-концентратором Y и тяжелых РЗЭ, что также подтверждается наличием граната в амфиболитах эффузивной толщи терригенновулканогенного комплекса.



Рис. 3.2.7. Диаграммы (La/Yb)n–Ybn (*A*) и Sr/Y–Y (*Б*) [Drummond et al., 1996] для плагиогранитов Вахталкинского субтеррейна

Поля: 1 – адакитов, 2 – известково-щелочных магматитов

Габбро характеризуется слабым обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ (La_n/Yb_n = 6.09; La_n/Sm_n = 8.81), слабой отрицательной Еu-аномалией (Eu*/Eu_n = 0.94) (см. рис. 3.2.6, *Б*).

Спайдер-диаграммы плагиогранитов, нормированные на состав гипотетического гранита океанических хребтов (ORG) [Pearce et al., 1984], характеризуются небольшим обогащением К и Rb относительно ORG, большим обогащением Ва и дефицитом высокозарядных элементов, в частности, Nb (рис. 3.2.8, *A*).

На диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] плагиограниты Вахталкинского субтеррейна попадают в поля гранитов вулканических дуг (рис. 3.2.8, *Б*).



Рис. 3.2.8. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG (*A*) и диаграмма Rb – (Y+Nb) (*Б*) для плагиогранитов Вахталкинского субтеррейна

Модели происхождения и геодинамическая обстановка формирования

Приведенный в геологическом очерке материал показывает, что для Вахталкинского фиксируется одновременность субтеррейна становления тектонической структуры, метаморфизма и внедрения синкинематических габбро и плагиогранитов. Исходя из того факта, что плагиограниты прорывают габбро, внедрение последних происходило на более ранних этапах. Плагиограниты не могли образоваться при фракционной дифференциации габброидов, так как: 1) практически отсутствуют породы среднего состава, диориты; 2) объем плагиогранитов примерно равен или несколько превышает обьем габбро; 3) для части плагиогранитов характерно наличие крутых спектров РЗЭ, трудно объяснимых дифференциацией имеющегося образца габбро (см. рис. 3.2.6, Б).

Метаморфизм, сопровождавший становление структуры, достигал амфиболитовой фации. По данным Х.А. Мохамеда и др. [1998], для метаморфических пород ганальской серии по расчетам различных геотермометров и геобарометров фиксируются температуры 730–800°С и давления 6.8–7.3 кбар, т.е. можно предполагать, что *P-T* условия, необходимые для выплавки плагиогранитного состава, существовали на глубинных уровнях тектонической структуры. На это указывает и распределение плагиогранитных тел по разрезу, многочисленные и наиболее мощные тела которых присутствуют на наиболее низких структурных уровнях, там, где развиты структуры пластического течения [Аккреционная тектоника..., 1993].

В процессе плавления при формировании плагиогранитов должны были участвовать слагающие Вахталкинский блок толщи, среди которых присутствуют породы как океанического, так и островодужного генезиса. К первым относится нижняя эффузивная толща терригенно-вулканогенного комплекса (ганальской серии), ко вторым - верхняя терригенно-вулканогенная толща терригенновулканогенного комплекса (ганальской серии). эффузивно-пирокластическая толша (аналог стеновой серии), вулканогенная толща терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса. Обеднение тяжелыми РЗЭ для ряда анализов плагиогранитов и пониженные содержания иттрия можно связывать с наличием граната в рестите, оставшемся в процессе частичного плавления.

Высокоглиноземистый характер части плагиогранитов Вахталкинского террейна $(Al_2O_3>15\%)$ и высокие La/Yb отношения (>10), соотношение Yb и Eu [Туркина, 2000] позволяют предполагать, что родоначальные для них расплавы образовались в области давлений более 10 кбар.

Тот факт, что анализы плагиогранитов попадают в поле гранитов вулканических дуг на диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] (см. рис. 3.2.8, E) можно интерпретировать как присутствие в составе источника толщ островодужного генезиса, участвующих в строении Вахталкинского блока. Об этом же свидетельствует и обогащение плагиогранитов литофильными элементами и дефицит в них высокозарядных элементов (см. рис. 3.2.8, A).

Выводы:

1. Синкинематические интрузии габбро и плагиогранитов маркируют этап тектонического совмещения в процессе аккреции Вахталкинского, Стенового и Кижиченокского субтеррейнов, что сопровождалось образованием складчатых и надвиговых структур и метаморфизмом. Время этого этапа определяется рубежом мела-палеогена на основании участия в надвиговой структуре верхнемеловых толщ и запечатывании всей структуры постаккреционными терригенными отложениями эоцена.

2. Геохимические особенности плагиогранитов Вахталкинского блока могут быть объяснены участием в процессе частичного плавления смеси пород различного генезиса, а именно: океанических базальтов, островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Выплавление родоначальных для плагиогранитов магм происходило в глубинных условиях в результате частичного плавления амфиболита (гранатового амфиболита) или эклогита с образованием амфиболового или гранат-амфиболклинопироксенового рестита, на что указывают качественные оценки состава источника (данные по редким и редкоземельным элементам).

3.3. Пекульнейский террейн, Центральная Чукотка, восточная часть хребта Пекульней

Геологический очерк

В разделе 2.3. была кратко охарактеризована структура и слагающие ее комплексы Западно-Пекульнейского и Пекульнейского террейнов, а именно, комплексы позднеюрскораннемеловой островодужной постройки и ее деформированного фундамента, а также субдукционный комплекс, состоящий из серпентинитового меланжа, тектоно-гравитационного микстита и фрагментов океанической коры среднеюрского-раннемелового возраста (см. рис. 2.2.1). Здесь автор более подробнее рассмотрит строение субдукционного комплекса Пекульнейского террейна, так как к контакту аллохтонных пластин, сложенных отложениями среднеюрского-раннемелового кремнистовулканогенного комплекса и микститом раннемелового возраста и надвинутых в западном направлении на позднеюрско-раннемеловые островодужные образования, приурочены два комплекса плагиогранитов в восточной части хребта Пекульней. Вопросы геохимической специализации, петрогенезиса и тектонической обстановки формирования этих плагиогранитных комплексов важны для выяснения особенностей проявления кислого (плагиогранитного) магматизма во фронтальных частях палеоостроводужных систем.

Кремнисто-вулканогенный комплекс аллохтона имеет трехчленное строение. В его видимой нижней части выделяется горизонт, целиком сложенный пластинообразными телами параллельных диабазовых даек (мощность до ~1 км). Над дайками развиты пиллоу-базальты (600–800 м), перекрытые кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами осадочного чехла (до 100–150 м) [Морозов, 2001].

Возраст вулканогенно-кремнистого комплекса определяется как среднеюрский-раннемеловой по находкам байосс-батского, баткиммериджского, оксфорд-киммериджского и позднеюрско-раннемелового комплексов радиолярий из яшм и радиоляритов [Морозов, 2001]. В ряде мест установлено налегание на породы верхней части комплекса тонких туфотерригенных отложений, залегающих с отчетливым размывом, но без углового несогласия, в которых были найдены тонкостенные поздневаланжинские бухии [Морозов, 2000, 2001].

Породы кремнисто-вулканогенного комплекса слагают сложный пакет разноориентированных пластин, с падениями как в западных, так и в восточных румбах. Анализ строения этого пакета позволяет предположить существование как минимум двух этапов деформаций – с первым, наиболее ранним, этапом, вероятно, связано скучивание пластин с западными падениями во фронте палеодуги, с более поздним этапом - формирование надвиговых пластин с восточными падениями как за счет обдукции, так и за счет эксгумации и переориентирования ранее аккретированных фрагментов. Кроме того, породы кремнисто-вулканогенного комплекса испытали неравномерно проявленный динамотермальный (в зеленосланцевой с переходом к эпидотамфиболитовой фации) метаморфизм в узких линейных зонах, приуроченных к западной части выходов аллохтонных пластин [Морозов, 2001].

Особенности строения кремнистовулканогенного комплекса и геохимические параметры вулканогенных и кремнистых пород свидетельствуют о том, что он может рассматриваться в качестве фрагмента коры океанического бассейна [Морозов, 2000, 2001].

Микстит раннемелового возраста развит на юго-восточных склонах хр. Пекульней (см. рис. 2.2.1). Его хаотические накопления (с олистолитами и олистостромовыми горизонтами) протягиваются в субмеридиональном направлении в виде невыдержанных по ширине полос (0.1–4 км), зажатых и, в ряде случаев, тектонически перекрытых пластинами кремнистовулканогенного комплекса (см. рис. 2.2.1).

Для микстита характерно обилие инородных отторженцев, занимающих порой до половины его объема. В одних случаях они образуют различные по форме включения в осадочном субстрате, в других – в виде счешуенных тектонизированных фрагментов – формируют видимое основание, на котором отлагались породы матрикса.

Матрикс микстита разнороден и сложен туфогенными алевролитами и аргиллитами, песчаниками, гравелитами, брекчиями, кремнистыми туфоаргиллитами, туфосилицитами, туффитами. Возраст матрикса датирован слабо из-за отсутствия макрофаунистических остатков и плохой сохранности радиолярий: только в одном образце туфоалевролитов были выделены раннемеловые радиолярии. Возраст матрикса принимается неокомским на основании следующих данных: 1) возраст олистолитов – кимеридж-титон и древнее; 2) породы микстита стратиграфически перекрываются грубозернистыми терригенными отложениями готерива–барема.

Предполагается, что микститы накапливались на террасированном склоне приостроводужной части желоба, сложенном аккретированными океаническими комплексами [Морозов, 2001].

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

Гранитоиды детально закартированы на двух участках в восточной части хребта Пекульней (рис. 3.3.1, 3.3.2). На более северном участке (см. рис. 3.3.1) наблюдаются различные взаимоотношения плагиогранитов и вмещающих пород. Плагиограниты образуют: 1) рвущие тела мощностью до 10 м в породах матрикса микстита; 2) тектонизированные оползневые тела, глыбы, обломки и их кластические шлейфы в осадочных породах матрикса микстита; 3) субсогласные маломощные тела (0.5–5 м) среди пород кремнисто-вулканогенного комплекса (в том числе среди метаморфизованных разностей, в этом случае плагиограниты также метаморфизованы и превращены в плагиогнейсы).

На более южном участке горы Центральной (см. рис. 3.3.2), в междуречье р. Северный Пекульнейвеем и ручья Двойного, плагиограниты и вмещающие их породы участвуют в строении пакета крупных тектонических пластин, сложенных породами различных толщ кремнистовулканогенного комплекса и сильно тектонизированного микстита.

На крайнем юго-западе массива горы Центральной, в левом борту долины ручья Двойного, обнажены пластины, сложенные алевролитами, аргиллитами, реже - тонкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, а также тектоническими чешуями лавобрекчий андезитов, андезито-дацитов, с дайкообразными интрузивными телами плагиогранитов. Последние интрудируют, главным образом, лавобрекчии, иногда обнаженные в виде скринов между относительно крупными (длиной в первые сотни метров) телами плагиогранитов. В отдельных случаях светлоокрашенные кварц-порфировые экструзивные массы лавобрекчий переходят в микроплагиогранит-порфиры и магматические брекчии плагиогранитов, что свидетельствует о гипабиссальном залегании рассматриваемых гранитоидов. Вся юго-восточная полоса массива горы Центральной, по правобережью р. Северный Пекульнейвеем, представляет собой мощную зону катаклаза по микститу, морфологически похожую на тектонический меланж. В рельефе выделяются директивно расположенные вытянутые глыбы и дайкоподобные тела плагиогранитов, базальтов, габброидов, кремнистых осадочных пород. Базальты и осадочные породы часто рассланцованы, плагиограниты катаклазированы.

Возраст плагиогранитов принимается как неокомский на основании следующих геологических данных: 1) они интрудируют породы среднеюрского–раннемелового кремнистовулканогенного комплекса и микстита неоком-





1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – среднемеловые туфотерригенные отложения нерасчлененные; 3 – позднемеловые диориты; 4 – пикрит-базальтовый меланж и блоки в нем; 5 – раннемеловой тектоно-гравитационный микстит; 6 – раннемеловые плагиограниты; 7, 8 – среднеюрский–раннемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс: 7 – эффузивно-осадочная часть (а) и зеленосланцевые метаморфиты по этим породам (б); 8 – комплекс параллельных диабазовых даек;
9 – крупнокристаллические габбро-диабазы; 10 – метаморфиты амфиболитовой фации по эффузивно-осадочной толще;
11 – метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового состава, докембрий (?); 12 – зоны интенсивного катаклаза и милонитизации; 13 – надвиги; 14 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости, в – наклона даек



Рис. 3.3.2. Геологическая карта междуречья р. Северный Пекульнейвеем и ручья Двойной (составил С.А. Паланджян)

Условные обозначения см. рис. 3.3.1

ского возраста; 2) их глыбы и мелкая кластика встречаются в виде включений в матриксе микстита неокомского возраста. Все это позволяет говорить о неодноактном формировании плагиогранитов, синхронном с накоплением пород матрикса микстита.

При дальнейшем изложении плагиограниты северного участка будут называться плагиогранитами 1-го типа, а плагиограниты южного участка – 2-го типа.

Плагиограниты 1-го типа характеризуются гнейсовидной текстурой и гетерогранобластовой структурой; в ряде случаев видно, что последняя наложена на первичную гипидиоморфнозернистую структуру. Из первичных минералов наблюдаются соссюритизированный плагиоклаз и кварц, часто гранулированный, реже в срастании с плагиоклазом присутствует первичный амфибол. По ним развит вторичный агрегат зерен олигоклаза, серицита, кварца, актинолита, эпидота, цоизита, хлорита. В небольших количествах, по-видимому, присутствует калиевый полевой шпат, который диагностируется по буроватым продуктам изменения. Из акцессориев встречаются циркон, апатит.

Плагиограниты 2-го типа имеют катаклазированную рассланцованную текстуру и полнокристаллическую гипидиоморфнозернистую структуру. Они сложены преимущественно кварцем и плагиоклазом. Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые кристаллы состава андезина An 35-38, часто деформированные, с развитием полос излома. Кварц ксеноморфный, наблюдается грануляция зерен. В небольших количествах (1–3%) присутствует ксеноморфный решетчатый микроклин. Темноцветный минерал представлен скоплениями изогнутых лейст биотита почти нацело замещенного хлоритомпеннином. Акцессорные минералы представлены эпидотом, сфеном, цирконом. Вдоль плоскостей рассланцевания развиты хлорит, эпидот, серицит, вторичный игольчатый амфибол.

Петро-геохимические характеристики

Химический состав гранитоидов отражен в таблице 3.3.1 и на диаграммах (рис. 3.3.3–3.3.6).



Рис. 3.3.3. Диаграммы Ab–An–Or (*A*), K₂O–SiO₂ (*B*), Na₂O–K₂O–CaO (*B*) для раннемеловых плагиогранитов восточной части хребта Пекульней Плагиограниты: *1* – 1-го типа; 2 – 2-го типа

оксид элемент	6035/10	6102/1	6102/2	6109/3	П-906/1	П-907/1	П-651/4	П-654/1	П-651/1
SiO,	65.66	67.79	76.6	74.29	69.05	70.58	69.24	72.05	73.98
TiO,	0.35	0.25	0.16	0.08	0.22	0.15	0.28	0.13	0.24
Al,O,	16.85	15.62	11.45	13.16	14.61	14.61	14.45	14.23	13.49
Fe ₂ O ₃	1.23	1.64	0.92	1.61	0.89	1.09	2.05	1.93	2.46
FeO	1.82	0.61	1.03	0.27	1.74	0.57	1.55		
MnO	0.06	0.05	0.05	0.03	0.1	0.15	0.08	0.04	0.04
MgO	1.8	0.99	0.52	0.96	2.11	1.92	1.66	1.05	1.25
CaO	4.48	4.36	2.42	2.25	2.38	3.04	3.06	3.22	1.56
Na ₂ O	4.19	5.43	4.58	5.31	5.25	6.46	5.38	4.32	5.36
K,O	1.09	1.3	0.94	0.58	1.74	0.97	0.94	1.38	0.4
P.O.	0.1	0.07	0.05	0.02	0.08	0.07	-	0.04	0.05
LOI	2.1	1.24	1.1	1.44	1.18	1.26	0.73	1.23	0.8
Сумма	99.73	99.84	99.81	99.81	100.15	100.38	99.42	99.62	99.63
V	-	17	-	4	47	43	40	13	28
Cr	-	21	-	39	29	29	44	36	49
Mn	-	372	-	194	375	614	358	335	259
Co	-	3	-	2	6	5	7	3	5
Ni	-	19	-	29	24	24	40	30	31
Rb	*37	29.00	*17	12.03	29.09	24.62	20.65	30.67	1.30
Sr	*380	340	*128	154	168	121	122	95	82
Y	*6.6	4.91	*8	2.59	9.05	12.16	6.85	4.75	13.03
Zr	*150	105	*269	135	38	59	50	89	87
Nb	*2.4	2.30	-	1.35	4.01	6.49	3.00	3.25	1.24
Ba	*280	325	*248	154	180	108	105	129	38
La	-	6.63	-	8.67	10.77	10.23	13.05	13.30	4.72
Ce	-	12.34	-	16.85	24.10	21.78	24.97	24.63	11.30
Pr	-	1.30	-	1.69	2.56	2.43	2.36	2.17	1.53
Nd	-	5.41	-	6.47	9.21	8.94	9.04	7.38	6.88
Sm	-	1.27	-	0.83	1.86	1.69	1.56	1.37	1.48
Eu	-	0.47	-	0.35	0.47	0.45	0.36	0.35	0.40
Gd	-	0.93	-	0.56	1.65	1.62	1.15	1.03	1.44
Tb	-	0.15	-	0.08	0.25	0.25	0.19	0.15	0.25
Dy	-	0.82	-	0.35	1.34	1.47	1.09	0.73	1.80
Ho	-	0.18	-	0.09	0.28	0.33	0.24	0.17	0.39
Er	-	0.41	-	0.27	0.82	0.93	0.55	0.46	1.06
Tm	-	0.06	-	0.04	0.12	0.14	0.09	0.06	0.18
Yb	-	0.41	-	0.32	0.73	1.00	0.64	0.50	1.20
Lu	-	0.05	-	0.05	0.12	0.17	0.09	0.08	0.18
Hf	-	2.13	-	3.44	1.30	1.87	1.32	2.08	2.46
1a	- *1.0	0.15	-	0.07	0.33	0.56	0.33	0.22	0.12
Th	*1.8	1.15	-	2.54	5.61	6.76	4.20	4.21	0.62
U	*1.15	0.44	-	0.66	1.15	1.67	1.05	0.65	0.25
La_n/Yb_n	-	10.92	-	18.35	9.84	0.84	13.62	17.74	2.63
La_n/Sm_n Eu /E*	-	5.25	-	0.4/	3.58	5./5	0.01	5.59	1.96
Eu /Eu^	57.50	1.32	-	1.39	0.82	0.84	0.81	0.92	0.85
Sr/Y	57.38	09.20	-	59.38	18.33	9.96	17.85	19.96	0.27

Таблица 3.3.1. Петрогенные (мас. %) и редкие (г/т) элементы в плагиогранитах восточной части хребта Пекульней

Примечание: 1–4 – плагиограниты 1 типа; 5–9 – плагиограниты 2 типа; прочерк – компонент не определялся; * – компонент определялся методом рентгено-флюоресцентного анализа в химико-аналитическом центре ГИН РАН, аналитик С.М. Ляпунов; остальные компоненты определены методом ICP-MS, аналитик Д.З. Журавлев



Рис. 3.3.4. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG для раннемеловых плагиогранитов 1-го типа (*A*) и 2-го типа (*Б*) восточной части хребта Пекульней



Рис. 3.3.5. Диаграммы Rb–(Y+Nb) (*A*) и (Nb/Zr)_{*n*}–Zr (*Б*) для раннемеловых плагиогранитов восточной части хребта Пекульней. Условные обозначения см. рис. 3.3.3

Соотношение содержаний SiO₂ >67% и низких содержаний K₂O (0.4–1.74) позволяет относить их к плагиогранитам [Классификация ..., 1987]. Высокие содержания SiO₂ в плагиогранитах 1-го типа частично объясняются их перекристаллизацией с широким развитием новообразованного кварца. Во всех гранитоидах натрий преобладает над калием, К/Na отношение составляет 0.07–0.46. На треугольной диаграмме [O'Connor, 1965] все гранитоиды располагаются в области трондьемитов, частично – тоналитов (см. рис. 3.3.3, *A*). На диаграмме K₂O–SiO₂ [Peccerillo, Taylor, 1976] плагиограниты относятся к толеитовой и частично известково-щелочной серии (см. рис.

3.3.3, *Б*), а на треугольной диаграмме Na_2O-K_2O-CaO все породы располагаются вдоль трондьемитового тренда (см. рис. 3.3.3, *B*).

Плагиограниты 2-го типа характеризуются относительно повышенной долей оксида магния (1.05–2.11%), элементов группы железа (V, Cr, Mn, Ni); повышенные значения содержаний Cr, Mn, Ni характерны и для плагиогранитов 1-го типа (см. табл. 3.3.1). Все плагиограниты обладают пониженными концентрациями Nb, Ta, что хорошо видно на спектрах гранитоидов, нормированных по ORG (см. рис. 3.3.4) и характерно для пород островодужного генезиса. На дискриминантной диаграмме Rb–(Y+Nb)



Рис. 3.3.6. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для раннемеловых плагиогранитов 1-го типа (*A*) и 2-го типа (*B*)

Светло-серым показано поле архейских тоналитов, трондьемитов, дацитов и кайнозойских адакитов, по: [Drummond et al., 1996]

[Pearce et al., 1984] (рис. 3.3.5, A), учитывающей относительные вариации крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, плагиограниты попадают в поле развития гранитов вулканических дуг. Это же можно видеть и на диаграмме (Nb/Zr), – Zr [Thieblemont, Tegyey, 1994] (см. рис. 3.3.5, *Б*), где плагиограниты попадают в поле вулканических и плутонических пород надсубдукционных обстановок. Концентрации Rb (12-37 г/т) почти во всех исследованных образцах несколько повышены по сравнению с плагиогранитами ряда офиолитовых комплексов, например, Куюльского офиолитового террейна (Пенжинский район Корякского нагорья), где они не превышают 10 г/т [Лучицкая, 2001].

Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) плагиогранитов 1-го и 2-го типов различаются (рис. 3.3.6). Плагиограниты 1-го типа характеризуются более низкой суммой РЗЭ (12-36 г/т) относительно плагиогранитов 2-го типа (32–55 г/т). Спектры РЗЭ плагиогранитов 1-го типа имеют небольшую положительную Еu-аномалию (Eu*/Eu_n = 1.32; 1.59) (см. рис. 3.3.6, А), а плагиограниты 2-го типа, напротив, – отрицательную Еи-аномалию (Еи*/Еи = 0.81-0.92) (см. рис. 3.3.6, Б). Степень фракционирования РЗЭ плагиогранитов 1-го и 2-го типов примерно одинакова (La_n/Yb_n = 6.84–17.74 и 10.92; 18.75; La_n/Sm_n = 3.58–5.99 и 3.23; 6.47), хотя для плагиогранитов 2-го типа более характерно некоторое обеднение средними РЗЭ и обогащение тяжелыми, чем для плагиогранитов 1-го типа (см. рис. 3.3.6, *Б*). Один образец плагиогранитов 2-го типа, заметно обедненный К и Rb (№ П-651/1), характеризуется пониженными концентрациями La и Ce, хотя вся остальная часть спектра аналогична другим плагиогранитам. Возможно, одновременное понижение содержаний K, Rb и легких РЗЭ связано с процессами вторичного изменения и катаклаза породы.

Модели происхождения и геодинамическая обстановка формирования

Для понимания природы и происхождения плагиогранитов необходимо рассмотреть несколько особенностей истории геологического развития Пекульнейского сегмента палеодуги и положения плагиогранитоидов в ее тектонической структуре.

Прежде всего, мы можем сделать вывод о том, что плагиограниты формировались во фронтальной части зоны конвергенции в период активного островодужного вулканизма в раннемеловое время. Об этом свидетельствуют следующие наблюдения.

Во-первых, плагиограниты интрудируют осадочный матрикс микстита неокомского возраста, который накапливался во фронтальной части дуги (предостроводужный склон или поверхность аккреционной призмы). Формирование (внедрение) плагиогранитов не было одноактным процессом. По-видимому, они внедрялись в матрикс микстита и в его основание неоднократно, и в ряде случаев ранние тела плагиогранитов испытывали тектонизацию, выводились на уровень подводной эрозии и подвергались деструкции. Подобные процессы происходили и с ранними накоплениями микстита.

Во-вторых, плагиограниты внедрялись в наиболее западные (приближенные к дуге) пластины кремнисто-вулканогенного комплекса и отсутствуют в восточных пластинах, в том числе в основании кремнисто-вулканогенного комплекса – в дайковом комплексе, что свидетельствует о разновременном и независимом формировании плагиогранитов и пород кремнисто-вулканогенного комплекса.

Часть плагиогранитов испытала перекристаллизацию и динамотермальный метаморфизм совместно с вмещающими породами кремнисто-вулканогенного комплекса. Однако тектоническая позиция и время проявления этого метаморфизма однозначно не установлены в связи с отсутствием абсолютных возрастных датировок как метаморфических пород, так и плагиогранитов.

В разработанной О.Л. Морозовым [2001] модели развития позднеюрско-раннемеловой палеодуги, фрагменты которой фиксируются в строении Западно-Пекульнейского террейна, важно отметить следующее. Во-первых, зона Беньофа была крайне крутой (> 70°) (см. раздел 2.2), и расстояние от зоны конвергенции (ось глубоководного желоба) до оси вулканизма было минимальным (аналог – дуга Бисмарка). Подобная конфигурация зоны конвергенции обусловила сонахождение в единых разрезах толеитовых, известково-щелочных и шошонитовых серий островодужных вулканитов, а также проявление интенсивных растягивающих напряжений в осевой части дуги (можно говорить и о смещении этой оси растяжения к фронтальной части дуги), что выразилось в формировании комплекса сближенных даек (от базальтов до риолитов) толеитовой, бонинитовой и известково-щелочной серий (см. раздел 2.2). Во-вторых, у дуги отсутствовал выраженный преддуговой бассейн, а вулканические аппараты были приближены к преддуговому склону, в результате мы видим наличие оползневых глыб островодужных толеитов в матриксе микстита.

Геохимические особенности плагиогранитов указывают на то, что формирование родоначальных для них магм могло иметь место над зоной субдукции (наличие отрицательных аномалий Nb, Ta, Ti, соотношение Rb и Nb+Y, содержаний Zr и (Nb/Zr)_{*n*}), либо было связано с плавлением субстрата, состоящего из пород островодужного генезиса. Низкокалиевый характер гранитоидов позволяет сопоставлять их с тоналитамитрондьемитами фанерозоя, формирование которых происходило в геодинамической обстановке активной окраины континентов.

объяснения генезиса Для тоналитовтрондьемитов различные авторы предлагают следующие модели (см. ссылки в работах [Туркина, 2000; Лучицкая, 2001; Попов, 2002 и др.]): 1) плавление мафических источников (метабазитов); 2) кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы; 3) плавление более ранней генерации пород тоналит-трондьемитового состава. Особенности тектонического строения и морфология Пекульнейского сегмента дуги в раннемеловое время, структурное положение гранитоидов и спектры распределения в них РЗЭ позволяют нам выбрать две возможные модели формирования рассматриваемых плагиогранитов: 1) плавление допозднемезозойского гетерогенного фундамента во фронтальной части островной дуги, представленного преимущественно метабазитовыми комплексами, в гидратированных условиях при активном участии восходящего потока флюидов от субдуцированной пластины; 2) дифференциация толеит-базальтовых расплавов, источником для которых служила крайне истощенная (деплетированная) часть мантийного клина под фронтальной частью островной дуги.

Спектры распределения РЗЭ в плагиогранитах 1-го типа лучше отвечают первой модели. Они характеризуются обеднением в тяжелой части, наличием небольших положительных Еu-аномалий (см. рис. 3.3.6, A). Для плагиогранитов характерны также относительно пониженные содержания Y и повышенные - Sr (см. табл. 3.3.1). Такие геохимические черты свойственны тоналитам-трондьемитам, образовавшимся при частичном плавлении метабазитового источника, при этом в реститовой ассоциации присутствует роговая обманка и (или) гранат, а плагиоклаз, наоборот, отсутствует. Спектры распределения РЗЭ плагиогранитов 2-го типа характеризуются близким к горизонтальному распределением в тяжелой части спектра, отмечается небольшое обеднение средними РЗЭ и отрицательная Euаномалия (см. рис. 3.3.6, Б). Содержания Ү в них более высокие, чем в плагиогранитах 1-го типа, a Sr – более низкие (см. табл. 3.3.1).





1 – раннемеловые туфотерригенные и терригенные разнообломочные отложения различного генезиса, нерасчлененные; 2 – готеривский пикрит-базальтовый плекс; 5 – океаническая кора; 6 – комплексы допозднеюрского гетерогенного основания Пекульнейского селмента нерасчлененные; 7 – меланократовое основание вулкано-плутонический комплекс; 3 – новообразованная кора задугового бассейна; 4 – позднеюрский-раннемеловой (островодужный) вулкано-плутонический комлитосферы; 8 – плагиограниты; 9 – направления относительного перемещения плит; 10 – основные трасктории миграции мантийных выплавок

Такие характеристики более согласуются со второй моделью кристаллизационной дифференциации низкокалиевой базальтовой магмы с фракционированием плагиоклаза и роговой обманки. Определенное ограничение на применение данной модели накладывает отсутствие комагматичных плагиогранитам комплексов среднего и основного составов. Однако можно предположить, что их кристаллизация происходила на больших глубинах, и они не были выведены на уровень эрозионного среза, либо в качестве подобных комагматичных комплексов могут быть диориты и габброиды, блоки которых присутствуют в матриксе микстита. Кроме того, кислая часть расплава могла мигрировать вдоль надвиговых зон, ограничивающих пластины аккреционного комплекса, и кристаллизоваться на более высоких уровнях. Подобная ситуация описана для раннемеловых трондьемитов террейна Чугач Юго-Западной Аляски и Эконайского террейна Корякского нагорья [Pavlis et al., 1988; Крылов, Лучицкая, 1999] (см. соответствующие разделы работы).

Возможен еще один вариант образования кислых расплавов в надсубдукционных условиях - это частичное плавление мафического материала собственно субдуцирующей океанической коры с последующей миграцией выплавок в верхние горизонты аккреционного клина. Однако в настоящее время большим числом авторов (см. литературу к разделу 3.8) принимается, что продуктами плавления базальтового материала субдуцирующей океанической коры в N-Q островодужных системах являются адакиты, преимущественно вулканические, реже плутонические, породы среднего-кислого состава, для которых характерны высокие отношения La/Yb и Sr/Y. В нашем случае только в плагиогранитах 1-го типа эти отношения достигают нижнего предела, характерного для адакитов, в случае плагиогранитов 2-го типа они значительно отличаются (см. табл. 3.3.1). По этому признаку мы не можем сопоставлять наши гранитоиды с продуктами плавления океанической коры в зоне субдукции.

Для того чтобы проверить правомерность применения упомянутых моделей плавления метабазитового фундамента во фронтальной части островной дуги или дифференциации толеит-базальтовых расплавов к объяснению генезиса плагиогранитов, было проведено геохимическое моделирование с использованием методики, предложенной О.М. Туркиной [2000] (см. [Лучицкая и др., 2005]). Было показано, что в качестве возможного источника, при частичном плавлении которого образовались расплавы, родоначальные для плагиогранитов 1-готипа могли быть метабазиты из метабазит-габбрового комплекса фундамента позднеюрско-раннемеловой островодужной постройки [Морозов, 2001]. Составы плагиогранитов 2-го типа сопоставляются с составами плагиогранитов, рассчитанных по модели фракционной кристаллизации [Arth et al., 1978]. За состав родоначальной основной магмы был принят средний состав островодужного низкокалиевого толеита из позднеюрскораннемелового вулкано-плутонического островодужного комплекса [Морозов, 2001].

Определенное ограничение на применение данной модели накладывает отсутствие комагматичных плагиогранитам комплексов среднего и основного составов. Однако можно предположить, что их кристаллизация происходила на больших глубинах, и они не были выведены на уровень эрозионного среза, либо в качестве подобных комагматичных комплексов могут быть диориты и габброиды, блоки которых присутствуют в матриксе микстита. Кроме того, расплав кислого состава мог мигрировать вдоль надвиговых зон, ограничивающих пластины аккреционного комплекса, и кристаллизоваться на более высоких уровнях.

Выводы:

1. Структурное положение плагиогранитов позволяет предполагать, что их становление происходило во фронтальной части палеодуги синхронно с аккрецией океанических вулканогенно-кремнистых комплексов, во время субдукции и островодужного магматизма в раннемеловое время.

2. Становление плагиогранитных комплексов не было одноактным процессом. Они внедрялись в толщу микстита, накапливавшуюся на предостроводужном склоне желоба и в аккреционную призму, сложенную пластинами среднеюрско-раннемелового кремнистовулканогенного комплекса. В ряде случаев более ранние тела плагиогранитов испытывали тектонизацию, выводились на уровень подводной эрозии, разрушались и переотлагались в осадках мактрикса микстита. Кроме того, для части плагиогранитов имели место их перекристаллизация и динамотермальный метаморфизм совместно с вмещающими кремнистовулканогенными толщами. 3. Геохимические особенности плагиогранитов указывают на то, что формирование магм происходило над зоной субдукции, либо было связано с плавлением субстрата, состоящего из пород островодужного генезиса.

4. Интерпретация данных по содержаниям Еи и Yb в плагиогранитах северного и южного участков восточного склона хр. Пекульней показывает, что выплавление плагиогранитных расплавов могло происходить при различных *P*-*T*-условиях и на разных глубинах; эти же данные свидетельствуют о различном источнике магм.

5. Особенности тектонического строения и морфология Пекульнейского сегмента дуги в раннемеловое время, структурное положение гранитоидов и их геохимические особенности позволяют предполагать следующие модели формирования плагиогранитов: а) миграция толеит-базальтовых расплавов из фронтальных частей надсубдукционного мантийного клина вдоль разломов во фронтальную часть дуги, с последующим многокамерным коровым их фракционированием; б) частичное плавление метабазитового корового субстрата во фронтальной части дуги также с последующей миграцией расплавов.

3.4. Террейны Чугач, Принс Вильям, Пенинсула, Южная и Юго-Западная Аляска

Геологический очерк

В разделе 2.4 было дано краткое описание геологического строения Центральной и частично Южной Аляски, включающей террейн Пенинсула. Южнее него в структуре собственно Южной и Юго-Западной Аляски вкрест простирания с юго-востока на северо-запад также выделяются два крупных тектоно-стратиграфических террейна: Принс Вильям и Чугач, в различное время аккретировавших к окраине Северо-Американского континента (см. рис. 2.4.1, рис. 3.4.1).

В состав террейна Принс Вильям входят формация Гост Рокс позднемелового– раннепалеоценового возраста и группа Орка позднепалеоценового–среднеэоценового возраста [Hill et al., 1981]. Некоторые авторы, например, Дж. Плафкер [Plafker et al., 1989], рассматривают формацию Гост Рокс как самостоятельный террейн.

В составе формации Гост Рокс присутствуют песчаники и алевролиты, вулканические

породы и, в меньшей степени, пелагические известняки. Вулканические породы включают толеитовые базальты и известково-щелочные андезито-базальты и андезиты [Hill et al., 1981; Plafker et al., 1989]. Возраст формации определен как позднемеловой-раннепалеоценовый, так как она содержит известняки с фауной планктонных фораминифер позднемелового (средне-позднемаастрихтского) и палеоценового возраста. Породы метамофизованы в пренит-пумпеллиитовой фации. Формация Гост Рокс рассматривается как субдукционный меланж, аккретированный к верхнемеловой формации Кодьяк 62 млн лет назад и пододвинутый под нее. Последняя будет описана ниже, в составе террейна Чугач.

Группа Орка представляет собой флишевый комплекс глубоководного конуса выноса. Флиш включает прослои океанических вулканических пород и подчиненное количество гемипелагических алевролитов. Кластические породы представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с четкими текстурами турбидитных потоков [Plafker et al., 1994].

Вулканические породы представлены потоками, силлами базальтов и дайками диабазов и по геохимии разделяются на: 1) обогащенные базальты; 2) базальты типа N-MORB; 3) низкокалиевые толеиты; 4) андезибазальты [Plafker et al., 1994]. Кроме вулканических пород, в составе группы Орка присутствует пластина офиолитов, состоящая из перидотитов, рассланцованных ультрамафитов, дайкового комплекса, пиллоу-базальтов с брекчиями. Породы группы Орка метаморфизованы в пренитпумпеллиитовой-зеленосланцевой фации (биотитовой субфации). На основании палеонтологических находок фораминифер, радиолярий, кокколитов, динофлагеллят, моллюсков и крабов возраст группы Орка фиксируется как позднепалеоценовый-среднезоценовый. Кластические отложения группы Орка рассматриваются как отложения глубоководного конуса выноса, в котором выделяются фации палеотечений и отложения турбидитных потоков. Отложение терригенного материала сопровождалось одновременными подводными излияниями базальтов. Офиолиты представляют собой пластины океанической коры, возникшей в хребте Кула-Фараллон, а вулканические породы – фрагменты подводных гор и поднятий [Plafker et al., 1994]. Время аккреции группы Орка к террейну Чугач – 51±3 млн лет.



Рис. 3.4.1. Геологическая схема террейна Чугач, по: [Pavlis et al., 1988]

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – террейн Чугач, 4–6 – террейн Кник-Ривер: 4 – плутонический субтеррейн, 5
метаморфический субтеррейн, 6 – тела ультрамафитов; 7 – террейн Пенинсула; 8 – мезозозйско-кайнозойские комплексы нерасчлененные; 9 – меловые интрузии; 10 – третичные разломы гор Северного Чугача. Разломные системы:
РКМ – разлом Касл Маунтейн, РИР – разлом Игл Ривер, РСБР – разломная система Бордер Рэйндж. Прямоугольник – местоположение рис. 3.4.2

Террейн Чугач в своей центральной части включает слабометаморфизованные отложения группы Вальдез и комплекса Мак-Хьюг [Pavlis et al., 1988], а в юго-восточной части – формации Кодьяк и Шумагин [Hill et al., 1981; Plafker et al., 1994].

Формации Кодьяк, Шумагин и группа Вальдез сложены преимущественно флишевыми отложениями с подчиненным количеством вулканических пород. Кластические породы представлены преимущественно граувакками, для которых предполагается, что источником сноса являлась андийская континентальная окраина. Вулканические породы представлены разностями, переходными от островодужных толеитов до базальтов N-MORB. Отложения метаморфизованы от цеолитовой до зеленосланцевой фации.

По данным М. Ланпьер, Д. Джонса [Lanphere, Jones, 1978], возраст формации Кодьяк – верхнемеловой (маастрихтский). На основании находок иноцерамов и фораминифер [Plafker et al., 1994] возраст формаций Кодьяк, Шумагин и группы Вальдез установлен как позднекампанскийраннемаастрихтский. Предполагается, что отложения группы Вальдез формировались в глубоководном желобе [Pavlis et al., 1988]. По данным Дж. Плафкера и др. [Plafker et al., 1994], метабазальты группы Вальдез интерпретируются как остатки примитивной внутриокеанической дуги, сформированной на плите Кула и мигрировавшей к Андийской континентальной окраине. При этом отложения глубоководного конуса выноса осадков и туфов, поступающих с внутриокеанической дуги, смешивались с вулканокластическими осадками и туфами, сносимыми с континентальной окраины.

Комплекс Мак-Хьюг представляет собой меланж, состоящий из интенсивно деформированных и в различной степени метаморфизованных образований, первоначально

представленных толеитовыми подушечными пиллоу-базальтами с подчиненным количеством аргиллитов, туфов, туфосилицитов, кремнистых и карбонатных пород. В меланже также присутствуют экзотические блоки пород террейнов Пенинсула и Врангелия. Матрикс меланжа содержит радиолярии позднего триаса, поздней (?) юры, поздней юры-раннего мела, среднего (альб-сеноман) мела и ранней (?)-средней юры [Plafker et al., 1989]. Таким образом, возраст комплекса Мак-Хьюг рассматривается как позднетриасовый-среднемеловой. По данным Т. Павлиса. Дж. Плафкера и др. [Pavlis et al., 1988; Plafker et al., 1994], меланж комплекса Мак-Хьюг имеет субдукционную природу. Время аккреции комплекса Мак-Хьюг к террейну Пенинсула доверхнемеловое.

Террейн Кник-Ривер был выделен Т. Павлисом [1988] и представляет собой сложно деформированный кристаллический комплекс пород разломной зоны Бордер-Рэйндж (рис. 3.4.2), разделяющей террейны Чугач и Пенинсула. По терминологии Д. Ховелла и др. [Howell

et al., 1985], он является «disrupted terrane». В районе, показанном на рис. 3.4.2, террейн Кник-Ривер залегает структурно выше комплекса Мак-Хьюг. Террейн Кник-Ривер подразделяется на два субтеррейна. Более северный сложен деформированным плутоническим комлексом преимущественно габбро-диоритов и в меньшей степени – кварцевых диоритов-тоналитов раннеюрского возраста и представляет собой раздробленный в зоне разломов Бордер-Рэйндж фрагмент террейна Пенинсула, описанного выше (см. раздел 2.4). Южный субтеррейн состоит из рассланцованных метаморфических пород средней ступени метаморфизма, преимущественно сланцев основного состава и обогащенных кварцем сланцев. Кроме того, присутствуют метаморфизованные тела основного и ультраосновного состава (см. рис. 3.4.2), которые, как упоминалось выше, представляют собой нижнекоровые и верхнемантийные части юрской островодужной постройки.

В кратком виде историю развития аккреционной структуры Южной и Юго-Западной Аля-



Рис. 3.4.2. Геологическая карта западной части гор Чугач, составлена Т. Павлисом с соавторами [Pavlis et al., 1988]

1 – раннемеловые интрузивные комплексы; 2, 3 – террейн Чугач: 2 – группа Вальдез, 3 – комплекс Мак-Хьюг; 4–6 – террейн Кник-Ривер: 4 – юрский интрузивный комплекс (интенивно дислоцированные плутоны габбродиоритов с подчиненным количеством диоритов–тоналитов) – раздробленное основание террейна Пенинсула, 5 – тела ультрамафитов–мафитов, 6 – метаморфический комплекс; 7, 8 – террейн Пенинсула: 7 – юрские тоналитовые плутоны, 8 – формация Талкитна. А, Б – профили (см. рис. 3.4.3) ски можно представить следующим образом. В позднем триасе-средней юре в результате субдукции океанической плиты Фараллон под композитный террейн Врангелия (КТВ) возникла островная дуга Талкитна (см. раздел 2.4). В поздней юре-раннем мелу на этом же основании развиваются магматическая дуга Читина (поздняя юра) и расположенная в 100 км в сторону континента дуга Чизана (ранний мел) и образуется субдукционный меланж комплекса Мак-Хьюг террейна Чугач. Окончательная аккреция комплекса Мак-Хьюг вдоль системы разломов Бордер-Рэйндж к КТВ происходит к среднему мелу. В раннем мелу-начале позднего мела возникает андийская дуга Клюан при субдукции окенической плиты Кула и синхронно происходит формирование кампан-маастрихтского флиша группы Вальдез террейна Чугач. В позднем мелу-палеогене при продолжении активности дуги Клюан происходит снос с нее материала и формирование конуса выноса группы Орка, а также аккреция субдукционного меланжа Гост Рокс террейна Принс Вильям к террейну Чугач вдоль зоны разломов Контакт. В эоцене завершается аккреция всего террейна Принс Вильям к террейну Чугач.

С определенными этапами формирования аккреционной структуры Южной и Юго-Западной Аляски связан тоналиттрондьемитовый магматизм. Фиксируются три этапа этого магматизма: раннемеловой, палеоценовый и эоценовый.

Раннемеловой тоналит-трондьемитовый магматизм подробно описан Т. Павлисом [Pavlis et al., 1988] для юго-западной части гор Чугач (см. рис. 3.4.2).

Тоналит-трондьемитовые плутоны прорывают образования террейна Кник-Ривер и комплекса Мак-Хьюг. По данным абсолютной геохронологии: 1) К-Аг датировки по роговой обманке, биотиту и мусковиту – от 135 до 110 млн лет [Pavlis et al., 1988]; 2) ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки по роговой обманке 118 млн лет [Pavlis et al., 1988], 135-105 млн лет [Barnett et al., 1994]; 3) Rb/Sr изохроны – 133 и 130 млн лет (по минералам) [Pavlis et al., 1988], 133–130 млн лет (по валу, плагиоклазу и биотиту) [Barnett et al., 1994]; 120±3 млн лет (LA-MC-ICP-MS метод) [Amato, Pavlis, 2010] - возраст плутонов считается раннемеловым. Для наиболее поздних трондьемитовых даек, секущих тоналитовые плутоны, имеется Nd/Sm изохрона с возрастом 121±9.5 млн лет (по валу, мусковиту, гранату) [Barnett et al., 1994].

Структурное положение интрузивных тел характеризуется следующими особенностями. Крупные тоналитовые плутоны, как правило, дискордантны надвиговым нарушениям разломной системы Бордер Рэйндж (рис. 3.4.3), т.е. их внедрение происходило после главной фазы надвигообразования и, соответственно, этапа аккреции. В то же время часть тоналитовых плутонов несет следы пластической деформации в твердом состоянии, а трондьемитовые дайки смяты в складки и трондьемитовые силлы будинированы, т.е. в данном случае интрузивные тела являются синкинематическими (см. рис. 3.4.3).

Палеоценовые гранитоидные интрузивы описаны М. Хиллом с соавторами [Hill et al., 1981] под термином «гибридные гранодиориты».

Гранитоидные комплексы приурочены к границе террейнов Чугач и Принс Вильям и закартированы в виде мелких плутонов и батолитов на островах Санак, Шумагин, Кодьяк [Hill et al., 1981; Farris et al., 2006; Ayuso et al., 2009]. По данным Φ . Баркера [Barker et al., 1991], гранитоидные плутоны входят в состав внешней дуги в системе парных магматических дуг, связанных с субдукцией плиты Кула 65-48 млн лет назад. Внутренняя типично андийская дуга сформировалась на расстоянии 150-200 км внутрь континента и представлена северной частью Берегового батолита Юго-Восточной Аляски. Плутоны, в том числе батолит Кодьяк, прорывают верхнемеловые граувакки и аргиллиты формации Кодьяк на о-ве Кодьяк (рис. 3.4.4) и коррелируемые с ними отложения формации Шумагин на островах Санак и Шумагин. Мелкие плутоны (сателлиты), возможно связанные с батолитом Кодьяк, интрудируют граувакково-аргиллитовые и зеленосланцевые отложения формации Гост-Рокс о-ва Кодьяк палеоценового возраста (65-45 млн лет). Возраст интрузивов по данным Rb-Sr изотопии – 58.7 млн лет для батолита Шумагин и 62.7 млн лет для плутона Санак [Hill et al., 1981]; по данным U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar методов – 61.1±0.5 (циркон) и 62.7±0.35 (биотит) млн лет для плутона Санак, 61.1±0.3 млн лет (циркон) для батолита Шумагин, 58.3±0.2 и 57.3±2.5 (биотит), 59±0.2, 58.4±0.2 для батолита Кодьяк [Bradley et al., 1998]; по данным U-Pb SHRIMP метода по цирконам 59±0.3, 58.4±0.2, 58.9±0.2, 59.1±0.2, 59.2±0.2 млн лет для батолита Кодьяк [Farris et al., 2006; Ayuso et al., 2009; Farris, 2010]. По данным Ф. Баркера и др. [Barker et al., 1991],



возраст плутонов западной части пояса гранитоидов составляет 62.5–52.8 млн лет, восточной – 53–50 млн лет.

Интрузивы имеют вытянутую форму и конкордантны структуре вмещающих пород, но сами не несут следов сланцеватости или протокластовых структур. Они сопровождаются зонами биотитовых и андалузитовых роговиков в радиусе 500 м. Однако, по данным Ф. Баркера и др. [Barker et al., 1991], ряд плутонов имеют деформированные края, указывающие на их внедрение до окончательного причленения террейнов.

По данным Д.В. Фарриса и др. [Farris et al., 2006], батолит Кодьяк внедрялся в виде серии вязкопластичных диапиров размером от 1 до 8 км, возраст которых омолаживается в северовосточном направлении. Авторы считают, что ранее существующие структурные или литологические неоднородности не имели решающего значения для локализации плутонов, определяющим являлось соответствие их положения направлению миграции мантийного окна на глубине (см. ниже).

Необходимо отметить, что Д.В. Фаррис [Farris, 2010] выделяет на о-ве Кодьяк два магматических пояса, один из которых представлен упомянутым выше батолитом Кодьяк, а второй – небольшими гранитоидными и габброидными плутонами, дайками и эффузивами основного и, реже – среднего состава, расположенными в 10–30 км от батолита в сторону желоба.

Эоценовый тоналит-трондьемитовый магматизм рассмотрен Н. Харрисом с соавторами как преддуговой [Harris et al., 1996].

Эоценовые интрузивные комплексы кислого состава приурочены к восточной части гор Чугач. Они прорывают отложения террейнов Чугач и Принс Вильям (рис. 3.4.5). Возраст интрузий составляет 52 и 50 млн лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки по роговой обманке [Onstott et al., 1989] и биотиту, соответственно), что указывает на быстрое остывание интрузий [Sisson et al., 1989]. Интрузивные комплексы представлены дайками мощностью от 10 см до нескольких метров и небольшими штоками, иногда достигающими 80 км в длину (см. рис. 3.4.5). Некоторые крупные дайки содержат мелкие включения мафического состава и ксенолиты вмещающих пород размером до 1 м.

По данным структурных наблюдений, реконструируются четыре деформационных события и связанные с ними этапы магматической актив-





ности. Первые три этапа происходили в условиях пластической деформации одновременно с метаморфизмом зеленосланцево-амфиболитовой фации в терригенных породах террейна Чугач [Harris et al., 1996]. Четвертый этап был связан с хрупкой деформацией. Наиболее ранние интрузивные комплексы являлись синхронными деформациям и метаморфизму первого этапа и образуют рассланцованные и будинированные дайки в метаосадочных породах низких и средних ступеней метаморфизма террейна Чугач. Дайки и силлы в сланцах средней и высокой ступеней амфиболитовой фации одновременны деформациям второго этапа. В третий эпизод магматической активности продолжалось внедрение даек и плутонов, которое было как синхронным деформациям третьего этапа, так и постдеформационным. Наиболее молодые кислые дайки внедрялись параллельно системе трещин четвертого деформационного этапа. Магматические тела первого этапа встречаются редко, а второго и третьего этапов преобладают.



Рис. 3.4.5. Карта размещения эоценовых интрузий на границе террейнов Чугач и Принс Вильям, составлена Н. Харрисом и др. [Harris et al., 1996]

1 – эоценовые гранитоиды; *2*–*4* – террейн Чугач (ЧТ): *2* – гнейсы, *3* – сланцы, *4* – филлиты; *5* – террейн Принс Вильям (ПВТ); *6* – террейн Юкон-Танана (ЮТ); *7* – террейн Врангелия (ВТ)

Петрографический состав, петрогеохимические характеристики

Раннемеловые интрузивные породы образуют вытянутые штоки размером от 2 до 12 км², менее распространены дайки и силлы. Внедрение интрузий, по-видимому, было многофазным. Наиболее ранние фазы представлены: 1) пегматитовыми краевыми зонами роговообманковых диоритов-тоналитов; 2) частично резорбированными ксенолитами роговообманковых диоритов-тоналитов; 3) крупнозернистыми пироксеновыми габбро. Количество основных пород незначительное. Основной обьем интрузий представлен лейкократовыми биотитовыми тоналитами с переходами как к более меланократовым роговообманковобиотитовым тоналитам, так и к трондьемитам. Отсутствие секущих контактов между данными разностями предполагает наличие

фракционной кристаллизации тоналитовой магмы. Трондьемиты образуют также жилки и дайки мощностью от 1 см до 10–20 м. Мелкие жилы имеют аплитовую структуру и кварцальбитовый состав, крупные трондьемитовые дайки содержат мусковит и гранат и обладают крупнозернистой гранитной структурой.

На диаграмме Ab–An–Or интрузивные породы занимают поля тоналитов и трондьемитов (рис. 3.4.6, A), а на диаграмме Na₂O–K₂O–CaO следуют габбро-трондьемитовому тренду (рис. 3.4.6, E). На диаграмме K₂O–SiO₂ они попадают в область континентальных трондьемитов (рис. 3.4.6, B).

Палеоценовые плутоны представлены биотитовыми тоналитами, биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами и занимают поля гранодиоритов, адамеллитов, гранитов на диаграмме Ab–An–Or (рис. 3.4.7, *A*), по данным



Рис. 3.4.6. Диаграммы Ab–An–Or (A), Na₂O–K₂O–CaO (B), K₂O–SiO₂ (B) для раннемеловых амфиболовых тоналитов, биотитовых тоналитов и контактовых пород [Pavlis et al., 1988]

1, 2 – тоналиты: *1* – амфиболовые, *2* – биотитовые; *3* – контактовые породы; *4* – трондьемитовые дайки

[Ayuso et al., 2009] в составе батолита Кодьяк и его сателлитов в небольших количествах присутствуют породы более основного состава: кварцевые диориты, диориты, кварцевое габбро. Гранитоиды содержат включения метаосадочных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, которые рассматриваются либо как фрагменты реститов, либо как контаминированные ксенолиты вмещающих пород.

Содержания SiO₂ в интрузивах колеблются от 64.5 до 72.7% в плутоне Санак, от 61.3 до 75.9% в батолите Шумагин, от 63.8 до 68.6% в батолите Кодьяк [Hill et al., 1981], по данным [Ayuso et al., 2009] – от 57.31 до 72.02%. На диаграммах Na₂O–K₂O–СаО (рис. 3.4.7, *B*) составы пород следуют известково-щелочному тренду. Породы батолита Кодьяк включают как низко-, так и высокоглиноземистые разности, породы северных сателлитов батолита представлены только высокоглиноземистыми.

Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ палеоценовых гранитоидов в целом обогащены легкими РЗЭ (рис. 3.4.8). По данным М. Хилла с соавторами [Hill et al., 1981], с ростом SiO₂ происходит увеличение отрицательной Eu-аномалии. Эти же авторы предполагают, что такие факты, как увеличение содержаний Rb, Sr, отношения Rb/Sr и уменьшение Eu/Eu^{*} с ростом SiO₂, свидетельствуют об участии фракционной кристаллизации в процессе образования интрузий.

Более детальные данные о составе редких и редкоземельных элементов в гранитоидах батолита Кодьяк и его сателлитов представлены в работе Р.А. Аюсо [Ayuso et al., 2009] (рис. 3.4.9, 3.4.10). В целом они указывают на однородность по составу внутри каждой из выделенных зон батолита, а для сателлитов (рис. 3.4.9, Д) характерны большие колебания в содержаниях элементов. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на гранит океанических хребтов различных частей батолита Кодьяк, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, небольшими отрицательными аномалиями Nb, что характерно для островодужных магматитов (см. рис. 3.4.9). Спайдер-диаграммы для сателлитов (см. рис. 3.4.9, Д) характеризуются большими колебаниями в содержаниях элементов. Для хондрит-нормализованных спектров РЗЭ тоналитов, гранодиоритов (см. рис. 3.4.10) характерно обогащение в легкой части спектра,



Рис. 3.4.7. Диаграммы Ab–An–Or (*A*) и Na₂O–K₂O–CaO (*Б*) для палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов

1, 2 – палеоценовые гранитоиды: *1* – по: [Hill et al., 1981], 2 – по: [Ayuso et al., 2009]



Рис. 3.4.8. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ палеоценовых гранитоидов, по: [Hill et al., 1981]

близкое к горизонтальному распределение в тяжелой части спектра. Лейкограниты северных сателлитов батолита отличаются пониженным суммарным содержанием РЗЭ и более глубокой отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 3.4.10, Г). По данным [Ayuso et al., 2009], спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на N-MORB, для этих же пород характеризуются минимумами Sr, что в сочетании с отрицательной Eu-аномалией свидетельствует о фракционировании плагиоклаза.

Высокие величины ¹⁸О в палеоценовых гранитоидах от +10.9 до +13.2‰ сходны с таковыми во вмещающих осадочных породах и свидетельствуют о коровом происхождении кислорода в интрузиях [Hill et al., 1981]. В начальных отно-









шениях 87 Sr/ 86 Sr наблюдается разброс от низких значений около 0.7044 до высоких коровых значений порядка 0.7080–0.7090 [Hill et al., 1981; Ayuso et al., 2009] (рис. 3.4.12A).

Серия диаграмм єNd-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Nd/Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-Се/Pb (рис. 3.4.11, *Б*) для гранитоидов батолита Кодьяк, его сателлитов и вмещающих их отложений формаций Кодьяк и Гост Рокс показывает, что составы пород располагаются вдоль линий смешения расплавов, один из которых образовался при плавлении мантийного клина, а второй – при плавлении флиша аккреционной призмы [Ауuso et al., 2009]. По данным Д.В. Фарриса [Farris, 2010] в источнике магм батолита Кодьяк преобладал осадочный компонент формации Кодьяк с добавкой базальтового компонента (<10–20%).

Эоценовые интрузивные породы представлены преимущественно тоналитами и трондьемитами, в меньшей степени – гранодиоритами и гранитами. Некоторые из тоналитов и трондьемитов характеризуются повышенными содержаниями Sr и пониженными содержаниями Y, поэтому авторы [Harris et al., 1996] отмечают их сходство с адакитами (см. ниже раздел 3.9).

Для хондрит-нормализованных спектров РЗЭ магматических пород всех этапов характерно обогащение легкой части спектра (рис. 3.4.12, *A*). Наименышие общие содержания РЗЭ отмечаются для даек четвертого этапа. Поля, выделенные по графикам РЗЭ для интрузивных пород первого–третьего этапов, перекрываются в своей верхней части с полями, выделенными для метаосадочных пород и лейкосомы мигматитовых гнейсов по осадочным породам (см. рис. 3.4.12).

Данные по изотопии Sr и Nd показывают, что точки составов интрузивных пород первого–третьего этапов располагаются вдоль тренда между точками составов метаосадочных пород и пород четвертого этапа (рис. 3.4.12, Б). Низкие начальные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶ Sr (0.70372–0.70389) и положительные значения ϵ Nd (+5.8÷+6.7) в последних показывают, что они были получены из мафического, возможно, базальтового источника. Точки составов метаосадочных пород и лейкосомы мигматитовых гнейсов по осадочным породам на графике ϵ Nd – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr практически совпадают.

Модели формирования тоналиттрондьемитовых комплексов

Т. Павлис с соавторами [Pavlis et al., 1988] предлагают следующий сценарий тектониче-

ского развития района Южной Аляски в мезозое и места в нем раннемелового тоналиттрондьемитового магматизма.

Юрский этап связан с формированием островодужного террейна Пенинсула, южная часть которого затем испытала деформацию и метаморфизм и вошла в состав террейна Кник-Ривер.

В течение мелового периода происходило формирование аккреционной призмы в результате аккреции террейна Чугач, а внедрение трондьемитовых плутонов фиксировало завершение раннемелового этапа аккреции.

Система надвигов, формирующаяся в меловое время, наследовала более древнюю разломную систему, разделяющую террейн Пенинсула и океанический протолит комплекса Мак-Хьюг, входящий в состав террейна Чугач. На поздних этапах движений по надвигам на глубине формировались расплавы, которые частично перемещались вдоль надвиговой зоны. Там, где плутоны внедрялись на относительно высоких структурных уровнях, они секут ранее сформированные разломы (рис. 3.4.13). Наоборот, на более глубинных уровнях они участвуют в пластической деформации (см. рис. 3.4.3, 3.4.13) и подвергаются пластичному сдвигу в условиях остывания до температур зеленосланцевой фации.

Поскольку трондьемитовые интрузии локализованы вдоль границы между островодужными комплексами террейнов Пенинсула и Кник-Ривер и субдукционными образованиями комплекса Мак-Хьюг террейна Чугач (см. рис. 3.4.1, 3.4.2, 3.4.13), Т. Павлис с соавторами рассматривают их как особый тип магматизма - околожелобовый трондьемитовый магматизм. Формирование тоналит-трондьемитовой серии в данной тектонической модели авторы связывали с частичным плавлением амфиболитов или метаграувакк в зоне субдукции на небольших глубинах [Pavlis et al., 1988]. В более поздней работе [Barnett et al., 1994] авторы уточняют параметры предложенной модели, используя данные по *P*-*T*-условиям метаморфизма пород террейнов Кник-Ривер, Мак-Хьюг, Чугач и данных эксперимента. Они считают, что начальные стадии аккреции вдоль надвиговой системы Бордер-Рэндж характеризовались условиями высокотемпературного пластичного надвигообразования и метаморфизма при низких-средних давлениях (P = 3-7 кбар, T -около 600°C, рис. 5 из работы [Barnett et al., 1994]).



Рис. 3.4.11. Диаграммы єNd–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (*A*), єNd–²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr–²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb–Nd/Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb–Ce/Pb (*Б*) для палеоценовых гранитоидов северной, центральной и южной зон батолита Кодьяк, его сателлитов и вмещающих пород формаций Кодьяк и Гост Рокс, по^ [Ayuso et al., 2009] Условные обозначения см. рис. 3.4.9





А: *1* – метаосадочные породы; *2* – лейкосома мигматитовых гнейсов по осадочным породам; *3* – интрузивные породы первого–третьего этапов; *4* – интрузивные породы четвертого этапа

Б: 1, 2 – интрузивные породы: 1 – четвертого этапа, 2 – первого–третьего этапов; 3 – лейкосома мигматитовых гнейсов по осадочным породам; 4 – метаосадочные породы; 5 – линия смешения

Максимальные условия метаморфизма были обусловлены привносом тепла при внедрении тоналит-трондьемитовых плутонов. Д.И. Барнетт с соавторами [Barnett et al., 1994] считают, что температуры, необходимые для генерации расплавов кислого состава в преддуговых условиях, можно получить за счет кратковременного нагревания в результате движений вдоль надвиговых поверхностей на начальных этапах надвигообразования. В это же время происходит и поступление водного флюида из субдуцирующей океанической коры и создаются условия для частичного плавления метабазитов или метаграувакк и генерации расплавов кислого состава при условии, что разогрев при надвиговых движениях был значительный или первоначальный термальный градиент в висячем крыле зоны субдукции был высокий. В первом случае градиент может не превышать 20°С/км, во втором – должен быть не менее 25°С/км (рис. 7, 8 из работы [Barnett et al., 1994]).

Дальнейшая аккреция океанических осадков приведет к временному «заклиниванию» всей системы, а затем субдукция продолжается уже в обычных для нее условиях низких температур-высоких давлений. Термохронологические данные показывают, что время от начала субдукции, проявлений высокотемпературного метаморфизма низких—средних давлений, выплавления расплавов кислого состава и последующего остывания системы охватывает 15 млн лет и менее [Barnett et al., 1994]. Активный тоналит-трондьемитовый плутонизм проявляется в течение нескольких миллионов лет.

Дляобсуждениявопросовгенезисапалеоценовых и эоценовых тоналитов-трондьемитов привлечены данные изотопных исследований [Hill et al., 1981; Harris et al., 1996; Ayuso et al., 2009] и экспериментальные данные по плавлению пород [Barker et al., 1991, 1992]. Геохимические, Sr-O и Nd-Sr-Pb изотопные данные для интрузий и вмещающих пород, данные по составу ксенолитов в палеоценовых интрузиях, по мнению ряда авторов [Hill et al., 1981; Barket et al., 1992; Sisson et al., 2003; Tangalos, 2003; Ayuso et al., 2009; Farris, 2010] показывают, что тоналиты, гранодиориты и граниты являются гибридными породами и образовались в результате процесса частичного плавления источника, в котором участвовало два компонента. Первый компонент мафический (базальты N-MORB) с низкими значениями величин ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁸O. Его поступление связано с активностью хребта Кула-Фараллон,



Рис. 3.4.13. Схема, иллюстрирующая предполагаемый тектонический сценарий развития околожелобового плутонизма, по: [Pavlis et al., 1988]

1-4 – террейн Пенинсула: 1 – чехол, 2 – островодужные вулканиты, 3 – кумуляты (ультрабазиты), 4 – фундамент; 5-7 – террейн Чугач: 5 – меланж комплекса Мак-Хьюг, 6 – флиш группы Вальдез, 7 – фундамент; 8 – интрузивные тела тоналитов, трондьемитов; 9 – метаморфический комплекс; 10 – аккреционный фундамент континентальной окраины Южной Америки среднемелового возраста; 11 – надвиги субдуцирующего под аккреционную призму Южной Аляски 60 млн лет назад. Вторым компонентом является осадочный материал аккреционной призмы. Субдукция океанического хребта обеспечивала необходимое тепловое воздействие для начала плавления осадочного материала внутри аккреционной призмы и образования кислой магмы. На заключительном этапе развития образовавшейся гибридной магмы имела место в небольшой степени ее фракционная кристаллизация или фракционная кристаллизация и ассимиляция (AFC) [Hill et al., 1981].

По данным изотопного и геохимического изучения батолита Кодьяк [Ауuso et al., 2009], мафический компонент был представлен не материалом N-MORB, а островодужными толеитами, поэтому авторы предполагают метасоматоз мантийного клина преддуговой области флюидами, поступающими при субдукции океанической плиты и выплавление островодужных толеитов до начала погружения океанического хребта под аккреционную призму. Омоложение возраста плутонов батолита Кодьяк и его сателлитов в направлении с юго-запада на северо-восток, по мнению Д.В. Фарриса и др. [Farris et al., 2006; Ayuso et al., 2009], отражает миграцию мантийного окна на глубине. Структурные взаимоотношения, U-Pb возраста и гравиметрические данные для батолита Кодьяк показывают, что магмы поднимались с глубины 5–10 км в виде вязкопластичных диапиров диаметром 1–8 км. Отдельные плутоны поднимались в результате взаимодействия нескольких механизмов, таких как обрушение вмешающих пород, нисходящий поток вещества вблизи контактов плутонов и дайкообразование (рис. 3.4.14).

Д.В. Фаррис [Farris, 2010] полагает на основании геохимического моделирования, что формирование расплавов, родоначальных для пород Кодьякского батолита, происходило при больших степенях частичного плавления аргиллитов и граувакк формации Кодьяк с участием небольшого количества базальтового компонента. В реститовой фазе оставался гранат, что предполагает формирование расплавов на глубинах ~15-20 км. В дальнейшем магмы батолита Кодьяк были модифицированы в результате равновесной кристаллизации при различных степенях отделения рестита. Источником тепла, позволющего расплавить большие количества метаосадочного вещества аккреционной призмы, по мнению автора [Farris, 2010],



Рис. 3.4.14. Вид изгиба и разворота слоистости вмещающих отложений формации Кодьяк, окружающих северный край батолита Кодьяк, в сочетании с нисходящим потоком вещества, вращением и разрушением в ореоле реологически подвижного плутона, по: [Farris et al., 2006]

являлся апвеллинг астеносферного вещества через мантийное окно, образованное при косой субдукции спредингового хребта.

По данным Ф. Баркера и др. [Barker et al., 1991], сопоставление геохимических особенностей плутонов и флишевых пород группы Орка, входящей в террейн Принс Вильям, экспериментальные данные по плавлению граувакк, данные моделирования по редким элементам в плутонах и флишевых породах указывают на то, что гранодиориты образовались при больших степенях плавления (65– 90%) флишоидных пород группы Орка. Плавление происходило при 850–900 °С и низких активностях H_2O . Тепло поступало из субдуцирующего спредингового центра плиты Кула.

Данные по РЗЭ и изотопии Sr и Nd для эоценовых тоналитов, трондьемитов, адакитов четко показывают, что существовали два возможных источника магмы при формировании серии кислых интрузивных пород. Первым являются метаосадочные породы аккреционной призмы террейна Чугач. Второй источник – мафический, скорее всего – базальтовый. Смешение мафической магмы и магмы, полученной при частичном плавлении метаосадочного материала аккреционной призмы, дает всю гамму интрузивных пород.

Импульсы эоценового тоналит-трондьемитового магматизма Н. Харрисом с соавторами [Harris et al., 1996] увязываются с изменениями конфигураций плит Кула – Северная Америка – Фараллон, в результате которых в зону субдукции погружался океанический хребет, и добавка тепла обеспечивала развитие магматизма. Магмы, возможно, генерировались на относительно небольших глубинах и мигрировали вдоль разломов внутри аккреционного комплекса, что, в конечном итоге, определило преддуговое (fore-arc) положение тоналит-трондьемитовых интрузивных комлексов и позволило авторам работы [Harris et al., 1996] называть этот тип магматизма преддуговым (fore-arc). Данные о существовании мантийного окна, образовавшегося в результате погружения океанического хребта в палоценовое и эоценовое время, и соответствующем повышенном тепловом потоке, вызывающем частичное плавление смешанного субстрата при образовании аккреционных магматитов, приводятся в работах [Farris et al., 2006; Cole et al., 2006; Ayuso et al., 2009; Farris, 2010].

Выводы

1. Проявления околожелобового, или преддугового, магматизма Южной Аляски имеют дискретный характер. Выделяются три этапа магматизма: раннемеловой, палеоценовый, эоценовый.

2. Фронт проявления околожелобового магматизма параллелен фронту островодужного магматизма и отстоит от него, по разным оценкам, на 100–200 км в сторону океана.

3. Состав продуктов околожелобового магматизма зависит от характера плавящегося субстрата. Для раннемелового магматизма это преимущественно трондьемиты, следующие трондьемитовому тренду, для палеоценового – тоналит-гранодиорит-гранитная известковощелочная серия, для эоценового – преимущественно тоналиты и трондьемиты, частично имеющие геохимические характеристики адакитов, в меньшей степени – гранодиориты, граниты.

4. Происхождение аккреционных магматитов связывают с частичным плавлением амфиболитов или метаграувакк в зоне субдукции на небольших глубинах (раннемеловые трондьемиты террейна Чугач); плавлением вещества аккреционной призмы под действием тепла, поступающего от субдуцирующего спредингового хребта с образованием мантийного окна, изотопные данные указывают при этом на смешение базальтовых расплавов и расплавов, образовавшихся при плавлении метаосадочного компонента аккреционной призмы (палеоценовые и эоценовые гранитоиды, террейны Чугач и Принс-Вильямс).

3.5. Аккреционные призмы Шиманто и Хидака, Юго-Западная и Северная Япония

Для палеоаккреционных призм Юго-Западной (Шиманто) и Северной (Хидака, центральная часть Хоккайдо) Японии характерны проявления магматизма среднего-кислого состава среднемиоценового и палеоценового возраста [Charvet et al., 1990; Stein et al., 1992, 1996; Maeda, Kagami, 1996; Shinjoe, 1997].

Геологический очерк

Аккреционный пояс Шиманто, сложенный породами мелового-третичного возраста расположен в Юго-Западной Японии и обычно рассматривается как аккреционная призма, сформированная при субдукции Тихоокеанской океанической плиты под палеоЯпонскую островную дугу в течение меловоготретичного времени [Taira et al., 1988]. Вкрест простирания пояса Шиманто с севера на юг выделяются три части, в которых представлены, соответственно, отложения мелового, палеоценового-эоценового и миоценового возраста. Преобладающим типом отложений во всех трех зонах является глубоководный флиш. Характерно также присутствие многочисленных линейно вытянутых зон меланжа, в котором в сланцевом матриксе присутствуют фрагменты преимущественно океанических пород: пиллоу-базальтов, кремней, гемипелагических сланцев, известняков. Для меланжа меловой части пояса Шиманто устанавливается омоложение возраста глыб в направлении к океану, что является, по мнению А. Таира с соавторами, сильным аргументом в пользу того, что меланж образовался в результате субдукции океанической плиты [Taira et al., 1988].

Пояс Шиманто характеризуется чешуйчатонадвиговой структурой, внутри пакета пластин, разделенных надвигами, структура флиша моноклинальная, осложненная изоклинальными складками (рис. 3.5.1). В целом она хорошо сопоставляется с современной структурой аккреционной призмы в желобе Нанкай [Taira et al., 1988].

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

В поясе Шиманто присутствуют вулканоплутонические комплексы среднего-кислого состава среднемиоценового возраста (см. рис. 3.5.1). Они расположены к югу от Медианной тектонической линии (МТЛ), прорывают сланцы и песчаники мелового и миоценового возраста аккреционной призмы Шиманто и имеют радиометрический возраст 14±1 млн лет [Shibata, Nozawa, 1968]. Еще южнее в сторону желоба Нанкай отложения аккреционной призмы прорваны породами комплексов Шионо-мисаки и Муротомисаки (толеитовые базальты и габброиды), а также комплекса Ашизури-мисаки, представленного щелочными габбро, сиенитами, гранитами [Stein et al., 1994, 1996]. Возраст комплекса Ашизури 13±2 млн лет [Shibata, Nozawa, 1968]. К северу от МТЛ распространены вулканические породы комплекса Сетуши, представленные высокомагнезиальными андезитами, известковощелочными андезитами-дацитами-риолитами и оливиновыми толеитами (см. рис. 3.5.1).

В работе [Shinjoe, 1997] представлены детальные геохимические и изотопные данные для пород кислого состава двух плутонов в северной части пояса Шиманто (Уваджима и Миуши) (см. рис. 3.5.1, 3.5.2).

Плутоны Уваджима и Миуши интрудируют меловые отложения и сложены крупно-среднезернистыми гранодиоритами, средне-мелкозернистыми порфировыми гранодиоритами и гранит-порфирами (плутон Уваджима) (см. рис. 3.5.2) и крупнозернистыми биотитовыми гранитами (плутон Миуши). Для гранодиоритов плутона Уваджима получены К-Аг возрасты по биотиту 13.9–15.7 млн лет, для плутона Миуши – 14.0–14.1 млн лет [Shinjoe, 1997].

Гранодиориты плутона Уваджима могут быть подразделены на три типа в зависимости от состава железо-магнезиальных минералов: первая группа содержит биотит и турмалин, вторая – биотит, гиперстен и кальциевый амфибол, третья – биотит, кордиерит, гранат. Таким образом, в плутоне Уваджима сочетаются минеральные разности гранодиоритов, сходные как с S-типом гранитов (кордиеритовые), так и с І-типом гранитов (с кальциевым амфиболом). Границы между всеми разностями постепенные. Биотит-кордиеритовые гранодиориты содержат обильные гнейсовидные включения. Некоторые кристаллы кордиерита в гранодиоритах содержат волокнистые силлиманитовые включения, что указывает на их немагматическое просхождение. Такой кордиерит с силлиманитом часто наблюдается в пелитовых гнейсах.

Петро-геохимические характеристики

По данным Г. Штейна и др. [Stein et al., 1992, 1994] породы кислого состава аккреционной призмы Шиманто относятся к известково-щелочному ряду, характеризуются высокоглиноземистым составом в южной части пояса Шиманто и низкоглиноземистым – в северной части и содержат включения метаморфических пород, по которым получены P = 7-8 кбар, T = 630-860 °C.

Содержания SiO₂ в плутонах Уваджима и Миуши концентрируются в двух интервалах 66–69 и 73–75% (рис. 3.5.3) [Shinjoe, 1997]. Для пород характерны обычные тренды понижения концентраций TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, СаО и роста концентраций K₂O с увеличением концентраций SiO₂, точки концентраций Na₂O


Рис.3.5.1. Положение аккреционного пояса Шиманто и распределение среднемиоценовых магматических пород, по: [Taira et al., 1988; Shinjoe, 1997] (*A*) и разрез вкрест чешуйчато-надвиговой структуры пояса (*Б*)

1 – вулканиты; 2 – плутоны; 3 – вулканические породы пояса Сетуши; 4 – толеитовые базальты, габбро; 5 – линия разреза. МТЛ – Медианная тектоническая линия; С – метаморфический пояс Самбагава; К – тектоническая зона Куросегава



Рис. 3.5.2. Распределение гранодиоритов в плутоне Уваджима, по: [Shinjoe, 1997] *1–3* – гранодиориты: *1* – биотитовые, *2* – биотит-кордиеритовые, *3* – биотит-гиперстеновые. Биотит-кордиеритовые и биотит-гиперстеновые гранодиориты показаны вне масштаба

не образуют на графике отчетливого тренда, а дают кластеры.

Спектры распределения РЗЭ для гранодиоритов характеризуются обогащением легкой части спектра, небольшим фракционированием в тяжелой части и отчетливой отрицательной Еu-аномалией (рис. 3.5.4, A). Сходные спектры распределения РЗЭ для гранитоидов других плутонов в южной и северной частях пояса Шиманто приведены в работе [Stein et al., 1996] (рис. 3.5.4, E, B), там же приведены геохимические данные для пород щелочного комплекса Ашизури (рис. 3.5.4, Γ). В этой же работе показано, что на диаграммах Дж. Пирса и др. [Pearce et al., 1984] породы гранитных плутонов попадают в поля гранитов вулканических дуг и синколлизионных гранитов, а породы кислого состава щелочного комплекса Ашизури – в поле внутриплитных гранитов (рис. 3.5.5, A). Спектры гранитов и щелочных пород, нормированные на гранит океанических хребтов (ORG), характеризуются обогащением K₂O, Rb, Ba и Th относительно Zr, Sm, Y и Yb (рис. 3.5.5, B). По данным Г. Штена и др. [Stein et al., 1994, 1996], небольшие силлы или лавы базальтового состава, ассоциирующие с гранодиоритовыми плутонами, имеют геохимические характеристики T- и E-MORB.

Гранодиориты Уваджима и Миуши характеризуются следующими изотопными характеристиками: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511854±0.000029, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710191±0.000027 и на графике ε_{Nd}^{-} ε_{Sr}^{-} они располагаются в том же квадранте, что и другие породы кислого состава внешней зоны



Рис. 3.5.3. Диаграммы: окислы–SiO₂ (*A*) и редкие элементы–SiO₂, Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)/SiO₂ (*B*) для пород кислого состава и мафических включений в них плутонов Уваджима и Миуши, по: [Shinjoe, 1997]



Рис. 3.5.3. Окончание

Юго-Западной Японии, осадки пояса Шиманто и базальты комплексов Шионо-Мисаки и Мурото-Мисаки (рис. 3.5.6А). Однако величины ε_{Nd} и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в гранодиоритах Уваджима и Миуши ниже, а ε_{Sr} и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – выше, чем в осадочных породах пояса Шиманто, из чего следует, что в источнике гранодиоритов присутствовал не только осадочный компонент.

В качестве другого компонента, который мог участвовать в формировании гранитоидной

магмы, Х. Шинджо [Shinjoe, 1997] предполагает расплавы, производные от высокомагнезиальной андезитовой магмы. Высокомагнезиальные андезиты пояса Сетуши, расположены севернее гранитных плутонов (см. рис. 3.5.6, *A*). Андезиты, сходные с высокомагнезиальными андезитами Сетуши, наблюдаются в районах, расположенных ближе к желобу Нанкай, чем гранитные плутоны, также присутствуют дайки андезитов в районе п-ова Кии [Miyake et

 $7\dot{6}$



Рис. 3.5.4. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для гранодиоритов в плутоне Уваджима и биотитовых гранитов плутона Миуши (*A*), по: [Shinjoe, 1997]; высоко- и низкоглиноземистых гранитоидов и щелочных пород комплекса Ашизури (*Б*–*Г*), по: [Stein et al., 1994]

al., 1985] и включения андезитов в породах кислого состава в районе Киуши [Nakada, 1983]. В работе [Stein et al., 1994] также показано, что значения ε_{Nd} и ε_{Sr} в гранитных плутонах имеют промежуточные значения между таковыми для осадочных пород аккреционной призмы и щелочного комплекса Ашизури (рис. 3.5.6, *Б*).

Модели формирования гранитоидных комплексов

Х. Шинджо [Shinjoe, 1997] провел геохимическое моделирование процесса двухкомпонентного смешения и показал, что гранодиориты плутона Уваджима могли образоваться при смешении дериватов высокомагнезиальной андезитовой магмы и анатектического расплава, полученного в результате частичного плавления осадков аккреционной призмы Шиманто. Он также предложил петролого-тектоническую модель для объяснения генезиса гранитоидного магматизма в преддуговой области (рис. 3.5.7).

Поданным И. Татсуми, С. Маруямы [Tatsumi, Maryama, 1989], высокомагнезиальные андезиты пояса Сетуши образовались при частичном плавлении колонны водосодержащего перидотита в преддуговой области при аномально высокотемпературных условиях в мантийном клине. Насыщенная водой колонна перидотита в преддуговой области мантийного клина формируется при распаде серпентинита и талька в слое в основании мантийного клина. Эти реакции дегидратации зависят от температуры: серпентинит распадается при ~ 600°С, тальк - при ~700°С. Если высокомагнезиальные андезиты формировались в области мантийного клина под плутоном Уваджима аналогичным способом, что и в районе Сетуши, то температура вблизи поверхности субдуцирующей плиты под плутоном могла достигать 600-700°С. Эта температура достаточна для выплавления гранитного расплава из осадков аккреционной призмы в ее основании.

При дальнейшей субдукции плиты Филлиппинского моря, а именно бассейна Шикоку, происходило смещение изотермы 600–700°С на поверхности плиты в район Сетуши, т.е. в более северный район (более удаленный от зоны субдукции), там продолжалось выплавление



Рис. 3.5.5. Диаграммы Nb–Y, Rb–Y+Nb (*A*) и спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG (*Б*) для высоко- и низкоглиноземистых гранитоидов и щелочных пород комплекса Ашизури, по: [Shinjoe, 1997; Stein et al., 1994]

1 – высокоглиноземистые гранитоиды; 2 – низкоглиноземистые гранитоиды; 3 – породы кислого состава комплекса
Ашизури

высокомагнезиальных андезитов, имело место смешение дериватов высокоандезитовых магм и анатектических гранитных расплавов, некоторое фракционирование полученного расплава и, наконец, кристаллизация плутонов, таких как гранодиоритовый плутон Уваджима.

Несколько иная точка зрения на процесс формирования тех же гранитоидных комплексов в аккреционной призме Шиманто рассматривается в работах [Stein et al., 1992, 1994, 1996]. Авторы также подчеркивают околожелобовую (near-trench) позицию гранитного маг-



[Shinjoe, 1997] (A) и диаграмма εNd-eSr для высоко-низкоглиноземистых гранитоидов, щелочных пород комплекса Ашизури, базальтов T-MORB и Рис. 3.5.6. Вариации Nd и Sr в плутонах Уваджима и Миуши, магматических породах среднемиоценового возраста Юго-Западной Японии, по: осадочных пород аккреционной призмы Шиманто, по: [Stein et al., 1994] (*B*)

A: I – биотит-кордиеритовый гранодиорит, 2 – турмалинизированны гранит, 3 – биотит-гиперстеновый гранодиорит, 4 – биотитовый гранодиорит, 5 – биотитовый гранит (Миуши), 6 - гранит-порфир, 7 - магматические включения, 8 - амфиболит (включение), 9 - гнейсовидное включение, 10 - осадки призмы Шиманто, 11 толеитовый базальт/габбро, 12 - вулканические породы пояса Сетуши

Б: I – щелочные породы Ашизури; 2 – пералюминиевые и металюминиевые гранитоиды; 3 – осадочные породы призмы Шиманто и древние коровые породы внешней зоны Юго-Западной Японии



Рис. 3.5.7. Модель образования гранодиоритовой магмы в преддуговой области Юго-Западной Японии в резлуьтате плавления аккреционной призмы Шиманто при внедрении высоко-Мg андезитовых магм, производных мантийного клина под поясом Шиманто, >15 млн лет (*A*), 13 млн лет (*B*), по: [Shinjoe, 1997]

I–*3* – перидотит: *I* – с амфиболом, хлоритом, флогопитом, серпентином; *2* – с амфиболом, хлоритом, флогопитом, тальком; *3* – с амфиболом, хлоритом, флогопитом; *4* – магматическая камера при частичном плавлении осадочного материала аккреционной призмы

матизма относительно вулканического фронта в миоценовое время и считают, что модель должна объяснять: 1) каков источник тепла; 2) происхождение обогащенного мантийного источника, родоначального для магм щелочного комплекса Ашизури; 3) геохимические характеристики самих гранитоидных комплексов; 4) достаточно высокие давления (7–8 кбар), фиксируемые по включениям в гранитоидах.

Г. Штейн и др. [Stein et al., 1992] предлагают следующее объяснение проявлений магматизма кислого состава в околожелобовой позиции. Поднятие горячей обогащенной мантии, родоначальной для пород комплекса Ашизури, могло происходить в результате отрыва части погружающейся океанической плиты при коллизии гипотетического микроконтинентального блока и Юго-Западной Японии (рис. 3.5.8). Горячая мантия представляла источник тепла, достаточный для плавления корового материала и образования магматитов кислого состава. Аналогичная модель субдукции хребта Кула–Пацифик была предложена и для формирования меловых гранитоидов поясов Санио и Риоке (San'yo, Ryoke), протягивающихся вдоль Японской островной дуги к северо-западу от Медианной тектонической линии (МТЛ) Юго-Западной Японии и призмы Шиманто [Kinoshita, 1997, 1999].



Рис. 3.5.8. Геодинамическая модель орогенного пояса Шиманто, по: [Stein et al., 1992] с использованием данных [Charvet et al., 1990]

ТИХ – Тихоокеанская плита; ФИЛ – плита Филиппинского моря; ЕВР – Евразиатская плита



Рис. 3.5.9. Положение пояса Хидака на о-ве Хоккайдо (*A*) и геологическая схема северной части гор Хидака (*Б*), по: [Maeda, Kagami, 1996]

1 – метабазиты офиолитов Пороши; 2 – перидотиты Магарисава и другие тела; 3 – пелитовые и мафические гранулиты и анатектиты; 4 – расслоенные оливиновые габбро серии Панкенуши; 5 – гетерогенные габброиды и диориты серии Мемуродаки; 6 – граниты; 7 – метаосадочные и осадочные породы группы Наканогава. ЧВФ – вулканический фронт в четвертичное время; ВХБ – Восточно-Хоккайдский блок

Аккреционная призма Хидака (Центральное Хоккайдо) позднемелового-раннепалеогенового возраста сложена терригенными породами супергруппы Хидака и их метаморфическими аналогами. В пределах аккреционной структуры выделяется магматическая зона Хидака протяженностью 300 км. Отмечается, что степень метаморфизма вмещающих терригенных отложений возрастает в западном направлении к магматитам зоны Хидака от зеленосланцевой до гранулитовой (0.7 ГПа и 830°С) фации [Maeda, Kagami, 1996].

Магматический комплекс в северной части гор Хидака представлен (снизу вверх): перидотитами Магарисава, расслоенными габброидами Панкенуши, плутоническим комплексом Мемуродаки и гранитоидными комплексами (рис. 3.5.9). Возраст гранитоидов составляет 55 млн лет [Maeda, Kagami, 1996]. Габброиды Панкенуши прорваны базальтовыми дайками Чироро мощностью от нескольких сантиметров до десятков сантиметров. Дайки не имеют зон закалки, поэтому предполагается, что они внедрялись в габброиды до их полного остывания. Вероятно, они являлись подводящими каналами для магматической камеры, в которой кристаллизовались габброиды Панкенуши [Maeda, Kagami, 1996]. В самой западной части гор Хидака коровая часть магматического комплекса по разлому граничит с перидотитами массива Хороман.

Перидотиты Магарисава представлены в основном плагиоклазовыми лерцолитами с прослоями оливинового габбро. Расслоенные габброиды Панкенуши состоят из богатых оливином троктолитов, оливиновых габбро, феррогаббро с прослоями анортозитов. Плутон Меморудаки состоит из роговообманковых габбро и роговообманковых, биотитовых диоритов.

Гранитоидные комплексы представлены преимущественно тоналитами, которые имеют как характеристики высокоглиноземистых гранитов S-типа, так и низкоглиноземистых гранитов I-типа [Osanai et al., 2006]. Кроме того, в главной зоне анатексиса наблюдаются продукты частичного плавления как пелитовых, так и мафических гранулитов. Они представлены лейкосомами различного состава, образованными в результате дегидратационного плавления биотита и роговой обманки, соответственно.

По геохимическим параметрам базальты Чироро сходны с N-MORB. Первичные изотопные отношения Sr и Nd указывают, что мантийным источником для базальтов Чироро могли быть обогащенные перидотиты Магарисава или перидотиты массива Хороман. Те же изотопные данные (рис. 3.5.10) указывают, что магмы, сформировавшие базальты Чироро, являлись родоначальными и для габброидов Панкенуши и Мемуродаки. Кроме того, изотопные отношения Sr и Nd свидетельствуют, что разброс значений єNd и єSr для габброидов Панкенуши и Мемуродаки, с одной стороны, и для базальтов Чироро и метаосадочныч пород, с другой стороны, может объясняться процессами ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC). Таким образом, Дж. Маеда и Х. Кагами [Maeda, Kagami, 1996] делают вывод, что изотопная гетерогенность габброидов Панкенуши и Мемуродаки объясняется взаимодействием мантийного вещества родоначального для базальтов N–MORB с осадочным веществом аккреционной призмы.

Дж. Маеда и Х. Кагами [Maeda, Kagami, 1996] связывают по времени проявления магматизма N-MORB типа в аккреционной призме с субдукцией океанического хребта Кула-Пацифик в позднем палеоцене-раннем эоцене и предполагают следующую последовательность событий, схематично изображенную на рис. 3.5.11. Магма состава N-MORB, отделившаяся от воздымающейся астеносферной мантии вдоль погружающегося хребта Кула-Пацифик, мигрировала в основание аккреционной призмы и формировала там магматическую камеру, таким образом приводя к андерплейтингу в преддуговой области. Магма неоднократно поступала в камеру, поставляя тепло от астеносферы в аккреционную призму. Аккретированный осадочный материал был метаморфизован до гранулитовой фации и частично испытал анатексис с образованием лейкосом различного состава. По данным Й. Осанаи и др.[Osanai et al., 2006], частичные расплавы, сформиро-



Рис. 3.5.10. Диаграмма єNd-єSr для магматических, метаморфических и осадочных пород аккреционной призмы Хидака



Рис. 3.5.11. Схематичная модель формирования гранитов в аккреционной призме Хидака при субдукции спредингового хребта, по: [Maeda, Kagami, 1996]

ванные в главной зоне анатексиса, испытывали перемещения и образовали тоналитовые магмы, которые кристаллизовались в виде тоналитовых плутонов. Одновременно N-MORB магма фракционировала и ассимилировала материал аккреционной призмы, образуя расслоенные габброиды Панкенуши. Спорадические иньекции магмы из магматической камеры в вышележащие метаосадочные породы и (или) их анатектические расплавы приводили к формированию гетерогенного габбро-диоритового гибридного комплекса серии Мемуродаки.

Таким образом, вся совокупность перечисленных выше процессов при взаимодействии спредингового хребта и аккреционной призмы приводит к тому, что формируется ювенильная континентальная кора в преддуговой обстановке.

Альтернативная модель формирования гранитоидов призмы Хидака предложена А.А.С. Кемпом с соавторами [Кетр et al., 2007] на основании новых U-Pb SHRIMP датировок цирконов из тоналитов, габбро и гранулитов. Они связывают гранулитовый метаморфизм и выплавление тоналитов с базальтовым андерплейтингом и утонением литосферы при задуговом расширении и образовании Японского моря 19 млн лет назад.

Выводы

1. Аккреционные гранитоиды призм Шиманто и Хидака Юго-Западной и Северной Японии имеют миоценовый и палеоценовый возраст соответственно.

2. Петрографический состав и петрогеохимические характеристики аккреционных гранитоидов обеих призм указывают на черты сходства как с S-, так и с І-типами гранитов. Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов призмы Шиманто и геохимическое моделирование указывают на смешение в их источнике двух компонентов: осадочного вещества аккреционной призмы и высокомагнезиальных андезитов.

3. Для объяснения генезиса аккреционных гранитоидов призмы Шиманто предложены

две модели. Х. Шинджо [Shinjoe, 1997] связывает формирование гранитоидов с частичным плавлением метаосадочного вещества аккреционной призмы под действием тепла от поступления высокомагнезиальных андезитов, образованных при плавлении мантийного клина, в основание призмы; при этом имело место смешение расплавов. Авторы [Stein et al., 1992] считают, что при коллизии океанический хребет-желоб происходит отрыв слэба и поднятие горячей обогащенной мантии, родоначальной для пород комплекса Ашизури. Последняя представляла собой источник тепла, достаточный для плавления корового материала и образования магматитов кислого состава.

Для объяснения генезиса аккреционных гранитоидов призмы Хидака также предлагаются два варианта: субдукция океанического хребта [Maeda, Kagami, 1996; Osanai et al., 2006] и базальтовый андерплейтинг [Kemp et al., 2007].

3.6. Коллизионные гранитоиды, террейны Руби, Сьюард, Западная–Центральная Аляска

В разделах 2.4. и 3.4. были рассмотрены доаккреционные гранитоиды Центральной-Южной и Западной-Центральной Аляски, которые входили в состав корневых частей энсиматических островных дуг, в разное время аккретировавших к окраине Северо-Американского континента, и аккреционные гранитоиды, связанные с раннемеловым, палеоценовым и эоценовым этапами формирования аккреционной структуры Южной и Юго-Западной Аляски, прорывающие образования аккреционных призм. В данном разделе представлены данные по средне-позднемеловым гранитоидам Западной-Центральной Аляски, которые по особенностям состава отличаются от доаккреционных и аккреционных гранитоидов; их происхождение связывают с плавлением пород континентальной коры, для них предполагается становление в процессе коллизии композитного террейна Врангелия с окраиной Северо-Американского континента.

Геологический очерк

Западная-Центральная Аляска охватывает территорию от побережья Чукотского и Берингово морей, включая п-ова Сьюард, на западе до верховья р. Юкон на востоке и от хребта Брукс на севере до дельты рек Юкон и Кускоквим на юге. В составе Западной-Центральной Аляски

выделяются несколько террейнов, которые были аккретированы к концу раннемелового времени и перекрыты средне-позднемеловыми терригенными отложениями. Наиболее крупные тела средне-позднемеловых гранитоидов распространены в пределах террейнов Руби, Сьюард, южной части террейна Ангаючам.

Террейн Руби (см. рис. 2.4.1, 3.6.1) образует ядро геоантиклинали Руби, досреднемелового поднятия, которое диагонально пересекает Центральную Аляску вдоль юго-восточного края бассейна Юкон-Коюкук. С северо-востока террейн Руби ограничен разломом Кобук, а в северо-западной части на террейн Руби надвинуты образования террейна Ангаючам, и оба террейна перекрыты среднемеловыми осадочными породами бассейна Юкон-Коюкук. Террейн Руби состоит из метаморфизованных в зеленосланцевой фации осадочных пород и метабазитов протерозойского(?) и палеозойского возраста [Patton et al., 1994]. Локально развиты глаукофан-содержащие сланцы высоких давлений и породы средних-высоких давлений силлиманит-кианитового типа амфиболитовой фации. Преобладающими породами террейна Руби являются кварц-слюдистые сланцы, кварциты, известковистые сланцы, зеленые сланцы по породам основного состава, кварцполевошпатовые сланцы и гнейсы, метабазиты и мраморы. Палеозойский возраст протолита метаморфических пород установлен по конодонтам среднего ордовика и среднего девона, а также девонским кораллам [Patton et al., 1994]. Предположения о присутствии пород протерозойского возраста делается на основании сходства разрезов с датированными отложениями хребта Брукс. Геологические данные и К-Аг датировки свидетельствуют о позднеюрскораннемеловом возрасте метаморфизма, который, возможно, был связан с перемещением аллохтонов океанической коры террейна Ангаючам (см. рис. 3.6.1). Есть также предположения о более раннем проявлении метаморфизма, но возраст его неизвестен [Patton et al., 1994].

Метаморфические образования террейна Руби либо являются продолжением подобных комплексов в хребте Брукс (террейн Арктическая Аляска) (см. рис. 3.6.1), либо представляют собой экзотический террейн, являвшийся частью Кордильер или Сибирской континентальной окраины [Patton et al., 1994].

Террейны Сьюард и Йорк. Территория п-ова Сьюард охватывает образования двух террейнов:



Рис. 3.6.1. Террейны Северной Аляски, м-б 1:250 000, по: [Moore et al., 1994]

Сьюард и Йорк (см. рис. 2.4.1, рис. 3.6.2) [Till, Dumolin, 1994; Nokleberg et al., 1994a, б]. Террейн Сьюард занимает центральную и восточную часть полуострова и сложен докембрийскимираннепалеозойскими голубыми, зелеными и амфиболовыми сланцами и мраморами групп Киглуаик и Ном. Террейн Йорк слагает западную часть полуострова, где выходят известняки, доломиты, тонкозернистые обломочные породы ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Предполагается, что граница террейнов представляет собой надвиг, осложненный вертикальными разломами и частично перекрытый меловыми и третичными отложениями. Граница террейна Йорк с расположенным восточнее террейном Коюкук представляет собой вертикальный разлом (разломная зона Киглуаик), частично перекрытый меловыми и третичными отложениями.

Дж. Амато и др. [Amato et al., 2009] рассматривают террейн Сьюард как северовосточную часть супертеррейна Арктическая Аляска–Чукотка.

Необходимо отметить, что в настоящее время структуры, образованные метаморфическими породами групп Киглуаик и Ном террейна Сьюард, с которыми ассоциирует часть позднемеловых гранитоидов, рассматриваются как гранитно-метаморфические купола.

Террейн Ангаючам. Занимает южную половину Северной Аляски, перекрывает южную часть террейна Арктической Аляски вдоль сутуры Кобук северной вергентности (см. рис. 2.4.1, рис. 3.6.1) и охватывает хребет Брукс. Террейн Ангаючам имеет мощность 5–10 км и сложен преимущественно мафическими и ультрамафическими, а также вулканическими кремнистыми



Рис. 3.6.2. Схематическая геологическая карта п-ова Сьюард, по: [Till, Dumoulin, 1994]

пелагическими породами девонского-мелового возраста. Общепринята точка зрения, что террейн Ангаючам представляет собой остатки мощной пластины океанической коры, перекрывшей образования террейна Арктической Аляски в юрское и меловое время [Мооге et al., 1994].

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

Плутонические породы среднемелового возраста наблюдаются в южной части хребта Брукс

к северу от разлома Калтаг на территории террейнов Руби, Коюкук и Сьюард (см. рис. 2.4.2, 3.6.1). По данным У. Ноклеберга [Nokleberg et al., 2001] эти плутоны являются продолжением пояса массивов того же возраста Оминека-Селвин Канадских Кордильер. В пределах террейна Руби гранитные плутоны образуют около 40% площади (более 8000 км²) и относятся к единому крупному батолиту. Батолит имеет узкий термальный ореол в регионально метаморфизованных пелитовых вмещающих породах. Плутоны несколько вытянуты в широтном направлении косо по отношению к структурам террейна и не деформированы. Плутонические породы интрудируют докембрийские(?) и палеозойские кристаллические породы террейна Руби и девонские–юрские породы террейна Ангаючам.

Радиометрические возраста пород батолита указывают на средний мел 112–99 млн лет (К–Аг метод по биотиту; Rb–Sr метод) [Miller, 1994].

Плутоны состоят преимущественно из лейкократовых биотитовых гранитов, в меньшей степени распространены гранодиориты и двуслюдяные граниты, редко – сиениты и монцониты [Miller, 1994].

Граниты обычно крупнозернистые, порфировидные, состоят преимущественно из кварца и калиевого полевого шпата, в меньших количествах присутствует альбит, из темноцветных минералов развит биотит, первичный мусковит представлен только в некоторых фазах, модальный кордиерит отсутствует. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом, флюоритом, турмалином.

Типичным представителем среднемеловых гранитоидов Западной-Центральной Аляски является батолит Рэй Маунтин (см. рис. 2.4.2). Он вытянут в широтном направлении и интрудирует метаосадочные породы девонского возраста и породы формации Канути террейна Ангаючам, в которых он образует контактовые зоны. Формация Канути объединяет различные фрагменты офиолитовой ассоциации. Нижняя часть формации Канути представлена базальтами, кремнями, содержит нерассланцованные блоки и линзы рекристаллизованных базальтов, диабазов, габбро и серпентинизированных ультрамафитов в милонитизированном матриксе по осадочным породам. Последние представлены полосчатыми кремнями триасового возраста, аргиллитами, известняками миссисипия и вулканокластическими породами. Верхняя часть формации сложена сильно серпентинизированным полосчатым габбро, гарцбургитами, дунитами, гранатовыми амфиболитами. Возраст пород батолита Рэй Маунтин колеблется от 111.6 до 104 млн лет (K-Ar, Rb-Sr методы по породе, U–Pb – по циркону) [Dover, 1994].

Батолит состоит из четырех интрузивных фаз: порфировые граниты, биотитовые граниты, двуслюдяные граниты и гранодиориты.

Петро-геохимические особенности

Среднемеловые граниты террейна Руби Западной-Центральной Аляски варьируют по

содержанию SiO₂ от 68 до 76%, они богаты калием, являются умеренноглиноземистыми породами, содержание нормативного корунда обычно не более 0.8% [Miller, 1994]. С ростом кремнезема в гранитоидах постепенно понижаются содержания Al_2O_3 , CaO, FeO, TiO₂ P_2O_5 ; содержания Na_2O и K_2O мало меняются и составляют около 3 и 5% соответственно [Arth et al., 1989]. Концентрации Sr, Ba, Zr, Hf, Ta, Sc, Cr, Co и Zr сильно варьируют, но в целом также уменьшаются с ростом SiO₂.

Граниты принадлежат к ильменитовой серии [Ishihara, 1981], имеют низкое Fe_2O_3/FeO отношение и высокие Rb/Sr отношения.

Для гранитоидов террейна Руби характерны сильно фракционированные хондритнормализованные спектры распределения РЗЭ с хорошо проявленной отрицательной Euаномалией (рис. 3.6.3, *A*).

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на гранит океанических хребтов, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и Та-Nb минимумом. Отмечается очень сильное обогащение Rb и Th относительно гранита океанических хребтов (рис. 3.6.3, *Б*, *B*). Соответственно на диаграмме Rb–Y+Nb граниты попадают в поле коллизионных (рис. 3.6.3, Γ).

Для гранитоидов террейна Руби, включая плутон Рэй Маунтин, первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr колеблются от 0.7055 до 0.7235, последние дают широкие вариации внутри единого плутона, а средние величины уменьшаются с юго-запада к северо-востоку. Начальные отношения ¹⁴4Nd/¹⁴³Nd показывают обратную зависимость и увеличиваются в северо-восточном направлении от 0.51150 до 0.51232 [Arth et al., 1989; Arth, 1994]. Изотопные характеристики среднемеловых гранитоидов показывают, что они являются гранитами S-типа, образовавшимися из пород континентальной коры или контаминированных веществом континентальной коры [Miller, 1994].

С гранитами связаны месторождения олова, урана, вольфрама [Nokleberg et al., 1994a, б; Hart et al., 2004].

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

Петрографические (преимущественно граниты, лейкограниты, наличие нормативного корунда) и петро-, геохимические характери-



Рис. 3.6.3. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (*A*), спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG (*Б*, *B*), диаграмма Rb–(Y+Nb) (*Г*) для среднемеловых гранитоидов террейна Руби и восточной части бассейна Юкон-Коюкук Юго-Западной Аляски, по: [Arth et al., 1989; Patton et al., 1994]

стики среднемеловых гранитоидов Западной-Центральной Аляски позволяют предполагать, что они сходны с гранитами, образованными в результате плавления пород континентальной коры [Miller, 1989, 1994; Hudson, 1994; Hart et al., 2004] и относятся к гранитам S-типа, согласно [Chappell, White, 1974], или ильменитовой серии [Ishihara, 1977]. Высокие начальные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (>0.7060) указывают, что значительные объемы палеозойской или более древней континентальной коры были вовлечены в процесс формирования гранитной магмы [Arth et al., 1989]. Такие же характеристики гранитов S-типа (обогащение алюминием, калием, высокие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr >0.7100) имеют меловые

плутоны на территории Юкона и запада Канады [Miller, 1994].

У. Ноклеберг с соавторами [Nokleberg et al., 1994, 2001] считает, что происхождение пояса среднемеловых гранитоидов связано с коллизией композитного террейна (микроконтинента) Врангелия с окраиной Северо-Американского континента в апт-альбское время. В легенде к стратиграфическим колонкам террейнов данные гранитоиды выделяются как анатектические гранитные породы в отличие от гранитных пород, связанных с зоной субдукции и рифтогенезом [Nokleberg et al., 1994a, 6]. Внедрение гранитоидных интрузий происходило во время спада компрессионных напряжений и надвигообразования, за которым следовало растяжение. Надвигообразование вовлекало отложения окраины кратона в источник гранитоидных магм, что и отразилось в формировании гранитоидов с характеристиками гранитов S-типа. Аналогичное коллизионное происхождение У. Ноклеберг с соавторами [Nokleberg et al., 1994б, 2001] предполагает и для пояса среднемеловых гранитоидов Оминека-Селвин Британской Колумбии.

Сходная история развития, приводящая к появлению среднемеловых гранитоидов, образующихся при частичном коровом плавлении, предложена Т. Хадсоном [Hudson, 1994]. Он считает, что коллизия и значительное утолщение коры привели сначала к образованию регионального прогрессивного метаморфизма высоких давлений, затем произошло перераспределение термальных градиентов в нижней коре и поднятие коллизионного сооружения, что отразилось в ретроградной рекристаллизации и смещении K-Ar возрастов метаморфических пород. Анатектическое плавление в глубоких частях поднятой коры, по мнению Т. Хадсона [Hudson, 1994], могло иметь место уже при начале процессов растяжения, что привело к заложению осадочных бассейнов в позднемеловое время и внедрению мантийных щелочных и ассоциирующих магм. Это, в свою очередь, выразилось в образовании дайковых роев позднемелового возраста, сложенных щелочными породами среднего-кислого состава террейна Сьюард [Till, Demoulin, 1994] и бассейна Юкон-Коюкук (террейн Коюкук) [Miller, 1989, 1994]. Надо отметить, что внедрение мантийных магм, фиксирующих стадию коллапса коллизионного сооружения вслед за образованием анатектических S-гранитов, характерно для такого классического коллизионного орогена, как Гималаи [Розен, 2001; Chung et al., 2003а, б и др.]

Данные изотопии стронция свидетельствуют, что образование *позднемеловых* гранитных плутонов п-ова Сьюард было связано с плавлением метаморфических пород протерозойской или палеозойской континентальной коры [Miller, 1994].

Выводы:

1. Гранитоиды среднемелового возраста представлены гранодиоритами, лейкократовыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, реже – диоритами, кварцевыми монцонитами, сиенитами и монцонитами; батолиты могут иметь многофазное строение; иногда присутствуют оловоносные граниты. 2. Петрографические и петро-геохимические характеристики среднемеловых гранитоидов позволяют предполагать, что они относятся к гранитам S-типа, образовались в результате плавления пород континентальной коры и значительные объемы палеозойской или более древней континентальной коры были вовлечены в процесс формирования гранитной магмы.

3. Происхождение среднемеловых гранитоидов Западной-Центральной Аляски связано с коллизией супертеррейна (микроконтинента) Врангелия с окраиной Северо-Американского континента в апт-альбское время.

3.7. Аккреционные и коллизионные гранитоиды, Срединно-Камчатский метаморфический террейн

Срединно-Камчатский метамофический террейн расположен в центральной части Камчатского полуострова и включает несколько метаморфических комплексов. Они простираются в меридиональном направлении на расстояние около 200 км при ширине выхода 30–40 км (см. рис. 2.1.1, рис. 3.7.1) [Карта полезных ..., 1999].

Происхождение, возраст, характер структуры, соотношение комплексов и природа протолита метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет ([Зоненшайн и др., 1990; Некрасов, 2003; Рихтер, 1995; Соловьев, 2008; Ханчук, 1985], а также ссылки в них).

Разными исследователями эти метаморфические комплексы рассматриваются как: 1) срединный кристаллический массив с гранитно-метаморфическим фундаментом и вулканогенно-осадочным чехлом (фрагмент Охотоморской платформы) [Объяснительная ..., 2000; Ханчук, 1983, 1985]; 2) выступ фундамента Западно-Камчатской микроплиты [Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002]; 3) продукт позднемелового метаморфизма и гранитизации [Лебедев, 1967; Лебедев и др., 1970]; 4) результат метаморфизма, вызванного коллизией энсиматической Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии в палеоцене-раннем эоцене [Константиновская, 2002, 2003] или в эоцене [Кирмасов и др., 2004; Соловьев, 2005; Hourigan et al., 2003, 2009]; 5) Центрально-Камчатский



Рис. 3.7.1. Упрощенная тектоническая карта юга Срединного хребта Камчатки (по: [Zinkevich et al., 1998], 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 – неовтохтон: эоценовые конгломераты барабской свиты, 3 – неметаморфизованный аллохтон: верхнемеловые–палеоценовые кремнистовулканогенные образования ирунейской и кирганикской свит; 4 – неметаморфизованный автохтон: мел-палеоценовые терригенные отложения хозгонской свиты; 5 – метаморфизованный аллохтон (Срединный хребет): верхнемеловые образования малкинского комплекса (Мл); 6, 7 – метаморфизованный автохтон: 6 – палеоценовые сланцы камчатской свиты (Км), 7 – меловые гнейсы колпаковской серии и крутогоровский комплекс гнейсовидных гранитов (Кл-Кр); 8 – Андриановская сутура; 9 – надвиги; 10 – сбросы; 11 – номера изученных участков: I – район верховий реки Крутогорова (см. рис. 3.7.3), II – район верховий реки Андриановка, III – район реки Колпакова (рис. 3.7.4); 12– на профиле: a – направления вращений, установленные по кинематическим индикаторам [Кирмасов и др., 2004], δ – направления перемещений по разломам композитный метаморфический террейн [Zinkevich et al., 1998]; 6) результат метаморфизма при коллизии Охотского и Срединно-Камчатского континентальных блоков [Некрасов, 2003]; Срединно-Камчатский метаморфический террейн (поздний мезозой) [Геодинамика ..., 2006].

В Срединном хребте Камчатки интрузивные комплексы гранитного состава разного возраста имеют широкое распространение [Геология ..., 1964; Геологическая ..., 1972; Ханчук, 1985; Карта полезных ..., 1999]. В основном они приурочены к области развития метаморфических толщ Малкинского поднятия. В данном разделе рассмотрены два гранитоидных комплекса, формирование которых связано с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии в позднемеловое время и с обстановкой коллизии Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с этой же окраиной в раннем эоцене.

Геологический очерк

Ранее в строении метаморфических толщ Срединного хребта выделялись два структурных элемента: фундамент и залегающий на нем с базальными конгломератами в основании чехол [Ханчук, 1983, 1985]. В работах [Марченко, 1975; Ханчук, 1983, 1985] была обоснована точка зрения о несогласном налегании пород малкинской серии в составе шихтинской, андриановской, хейванской, химкинской и алисторской свит (чехол) на породы колпаковской серии (фундамент) с выделением базальных конгломератов в основании шихтинской свиты. К фундаменту относили сложно дислоцированные 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 Срединно-Камчатского массива впервые были высказаны Г.В. Жегаловой [1978, 1981]. В ходе последующих тематических работ эти представления получили дальнейшее развитие [Бондаренко, 1997; Рихтер, 1993, 1995]. А.В. Рихтером [1995] 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 [Савостин и др., 1992].

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. 3.7.3, 3.7.4, 3.7.5), показана дискордантность структурных планов колпаковской и камчатской серий [Кирмасов и др., 2004]. 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. 3.7.6) [Шапиро и др., 2008]. 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 налегают как на метаморфические комплексы, так и на меловые отложения ирунейской свиты (см. рис. 3.7.2) [Шапиро и др., 1986]. На основании флористических данных отложения барабской свиты датируются поздним кампаном [Шанцер, Челебаева, 2005]. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из дацитового туфа базального горизонта низов барабской свиты дает возраст 50.5±1.2 млн лет [Соловьев и др., 2004], что соответствует раннему эоцену.

Автохтон. В соответствии с материалами исследований последних лет [Бондаренко, 1997; Рихтер, 1995; Шапиро и др., 2008], в состав автохтона Малкинского поднятия Срединного хребта включены образования колпаковской, прорванные гнейсированными крутогоровскими гранитами, и камчатской серий и хейванской свиты.

Колпаковская серия представлена силлиманитовыми, кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гранатбиотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, наблюдаются также редкие маломощные прослои и линзы биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов,



Рис. 3.7.2. Схема геологического строения южной части Срединного хребта Камчатки [Карта ..., 1999; Шапиро и др., 2008]

– четвертичные отложения; 2 – миоплиоцен-четвертичные вулканиты; 3 – эоценовые (?) эффузивы горы. Черной и черепановской свиты; 4 – эоцен-олигоценовые морские и континентальные отложения; 5–8 – аллохтон: 5 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганикской свиты (маастрихт–палеоцен), 6–8 – сантон-кампанские кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 6 – ирунейской свиты, 7 – химкинской свиты, 8 – андриановской свиты; 9–12 – автохтон: 9–11 – верхнемеловые–палеоценовые терригенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 6 – ирунейской свиты, 7 – химкинской свиты, 8 – андриановской свиты; 9–12 – автохтон: 9–11 – верхнемеловые–палеоценовые терригенные отложения и их метаморфические аналоги: 6 – ирунейской свиты, 7 – химкинской свиты, 8 – андриановской свиты; 9 – хозгонской свиты, 10 – хейванской и стопольниковской свит, 11 – камчатской серии (шихтинской свиты); 12 – нижне- и верхнемеловые метаморфические образования колпаковской серии; 13 – верхнеюрские–раннемеловые (?) вулканогенные образования квахонской серии; 14 – верхнемеловые гнейсированные граниты и гранитогнейсы крутогоровского комплекса; 15 – верхнемеловые (кампан-маастрихт) интрузивы пироксен-габбро-сиенитового состава; 16 – раннеэоценовые (?) гипербазит-базитовые интрузивы; 17 – раннеэоценовые гранитоиды; 18 – надвиги: а – главный между автохтоном и аллохтоном, δ – второстепенные; 19 – субвертикальные разрывы: а – главные, δ – второстепенные; 20 – предполагаемые разрывы: а – главные, δ – второстепенные. АБ и ВГ – линии разрезов



1-4 – метаморфические гоблогические профили по линиям АБ и БГ (см. рис. 5.7.2) 1-4 – метаморфические образования автохтона (показаны крапом на фоне серой заливки): 1 – колпаковская серия, 2 – гнейсированные граниты крутогоровского комплекса, 3 – камчатская серия (шихтинская свита), 4 – хейванская и стопольниковская свиты; 5 – неметаморфизованные отложения автохтона, хозгонская свита; 6 – образования неясного структурного положения, квахонская свита; 7, 8 – метаморфизованные и неметаморфизованные образования аллохтона (показаны крапом на белом фоне): 7 – андриановская, химкинская, ирунейская и кирганикская свиты, 8 – сиенитовые интрузии, прорывающие только аллохтон; 9 – раннезоценовые гранитоиды; 10 – третичные отложения западного склона Срединного хребта; 11 – миоплиоценовые вулканиты; 12 – зона главного тектонического шва Срединного хребта; 13 – прочие разломы

гранатовых амфиболитов, метакарбонатных пород [Рихтер, 1995; Ханчук, 1983, 1985]. Гнейсы часто мигматизированы. По данным А.И. Ханчука [1983, 1985], породы колпаковской серии были первично метаморфизованы в условиях кианит-силлиманитовой фации, частично метаморфизм доходил до гранулитовой (гранат-кордиерит-ортоклазовой) фации (Т от 560 до 800°С, Р до 7-8 кбар), а затем зонально метаморфизованы в условиях андалузитсиллиманитовойфации. Напротив, И.А. Тарарин [1988] относил к признакам первичного метаморфизма колпаковской серии андалузитсодержащие роговики, связанные, по его мнению, со становлением трондьемит-гранодиориттоналитовых плутонов, а повторный метаморфизм – к зональному кианит-силлиманитовому типу с развитием гранитизации, мигматизации и формированием гранито-гнейсовых куполов.

Образование парагенезов гранулитовой фации И.А. Тарарин [2008] связывает не с региональным метаморфизмом колпаковской серии, а с контактовым метаморфизмом при внедрении габбро-гранитоидных интрузий лавкинского комплекса олигоцен-миоценового возраста.

Образования колпаковской серии первично представляли собой преимущественно терригенные породы с преобладанием железистых глинистых разностей [Ханчук, 1983] или вулканогенно-граувакково-глинистые [Рихтер, 1995; Тарарин, 1988]. По данным А.И. Ханчука [1983], петрохимический состав терригенных пород соответствует диоритам-тоналитам. Упомянутые выше кристаллические сланцы и амфиболиты, по данным А.В. Рихтера [1995], образовались по высокотитанистым океаническим базальтам. Линзовидная форма амфиболитовых тел, соответствующих по составу



Рис. 3.7.4. Схема возрастных и структурных взаимоотношений комплексов юга Срединного хребта Камчатки

Неоавтохтон: Бр – терригенные отложения барабской свиты; **аллохтон:** Кр – вулканогенные и осадочновулканогенные отложения кирганикской свиты; кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги: Ир – ирунейской свиты, Хм – химкинской свиты, Ан – андриановской свиты; **автохтон:** терригенные отложения и их метаморфические аналоги: Хз – хозгонской свиты, Хв – хейванской свиты, Км – камчатской серии (шихтинской свиты); Кл – метаморфические образования колпаковской серии. **Магматизм:** 1 – гнейсированные граниты и гранитогнейсы крутогоровского комплекса (83.1±2.0 – 76.2±1.5 млн. лет [Лучицкая и др., 2008; Лучицкая, Соловьев, 2010]); 2 – интрузии пироксен-габбро-сиенитового состава (70.4±0.7 – 63.0±0.6 млн. лет [Хоуриган и др., 2004]); 3 – интрузии норит-кортландитовой формации (55–49 млн. лет); 4 – гранитоиды (55–50 млн. лет)

Рис. 3.7.5. Схема геологического строения верховий реки Крутогорова с использованием данных [Геологическая ..., 1972; Рихтер, 1995; Hourigan et al., 2009] и разрез по линии A–A'

Участок І. Принципиальная схема соотношений комплексов на левобережье р. Крутогорова (составил А.Б. Кирмасов). *1* – гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса; *2* – ставролит-гранат-биотитовые сланцы камчатской серии; *3* – амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты; *4* – кварц-полевошпатбиотит-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 (составил А.Б. Кирмасов). *1* – биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы колпаковской серии; *2* – равномернозернистые граниты; *3* – пегматиты; *4* – дайки диоритов и гранодиоритов

¹⁻³ – аллохтон: 1 – сланцы химкинской свиты, 2 – сланцы хейванской свиты, 3 – сланцы и кварциты андриановской свиты (a – на карте, δ – на профилях), 4 – метагипербазиты; 5-7 – автохтон: 5 – сланцы камчатской свиты, δ – гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса, 7 – гнейсы и мигматиты колпаковской серии; 8 – равномернозернистые граниты («сшивающие» интрузии), 9 – диориты, 10 – габброиды, 11 – туфы; 12 – разломы: a – установленные, δ – предполагаемые; 13 – уступ вулкано-тектонической кальдеры вулкана Хангар; 14, 15 – элементы залегания: 14 – сланцеватости: a – наклонной, δ –субвертикальной, 15 – минеральной линейности; 16 – линии разрезов; 17 – номера участков, схемы которых приведены ниже; 18 – точки отбора геохронологических проб





Рис. 3.7.6. Схема геологического строения района р. Колпакова Срединного хребта Камчатки (с изменениями авторов, по: [Карта ..., 1999; Шапиро и др., 2008])

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганикской 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 свиты, 8 – камчатской серии (шихтинской свиты); 9 – нижне- и верхнемеловые метаморфические образования колпаковской серии; 10 – верхнеюрские–раннемеловые (?) вулканогенные образования квахонской серии; 11 – эоценовые равномернозернистые гранитоиды; 12 – позднемеловые гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы крутогоровского комплекса; 13 – позднемеловые (кампан–маастрихт) интрузии пироксен-габбро-сиенитового состава; 14 — надвиги: a – главные (между автохтоном и аллохтоном), 6 – второстепенные; 15 – субвертикальные разрывы: a, 6 – второстепенные; 17 – участки детального изучения (I – верховья р. Поперечная, правый приток р. Колпакова, II – среднее течение реки Правая Колпакова)

высокотитанистым океаническим базальтам, присутствие тел метакарбонатных пород, встречающихся среди преимущественно метатерригенных пород, позволяют считать возможными аналогами колпаковской серии приконтинентальные субдукционно-аккреционные призмы [Ханчук, 1985].

Данные о возрасте колпаковской серии противоречивы: 1.3 млрд лет (Pb/Pb метод, [Кузьмин, Чухонин, 1980]); 950 млн лет (Sm-Nd метод, [Кузьмин, Беляцкий, 1999]); докембрийский возраст (U-Pb, Sm-Nd методы [Кузьмин, Беляцкий, 1999; Кузьмин и др., 2003]); две группы 100 и 60–50 млн лет с единичными определениями 314 и 250 млн лет (К-Аг метод, [Watson, Fujita. 1985]); две группы 140–110 и 65–70 млн лет (Rb-Sr метод, [Виноградов, Григорьев, 1994; Виноградов и др., 1991]); 519±23 млн лет (Rb/Sr метод, [Бондаренко и др., 1993]). Датирование цирконов из гнейсов колпаковской серии (U/Pb SIMS методом) [Bindeman et al., 2002] показало широкий возрастной диапазон цирконов от архея до среднего зоцена.

U-Pb SHRIMP датирование цирконов из пород колпаковской серии показывает, что их возрасты распределены от 85.1 до 1859 млн

лет (детальное описание см: [Соловьев, 2008, Hourigan et al., 2009]). 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 меланосомы мигматитов по гнейсам колпаковской серии, а также возраст метаморфогенного монацита из гнейсов составляют 52±2 млн лет (ранний эоцен), что интерпретируется как время метаморфизма пород колпаковской серии.

Камчатская серия представлена преимушественно биотитовыми сланцами и плагиогнейсами с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом. Степень метаморфизма камчатской серии (шихтинской свиты) изменяется от сланцев «зоны граната» до ставролитовой фации [Рихтер, 1995]. Условия метаморфизма соответствуют P = 3-4 кбар, T = 630-640 °C [Ханчук, 1985], по данным [Hourigan et al., 2009] *T* = 550–650°С. Первичные породы представляли собой глины с редкими прослоями от полимиктовых до аркозовых песчаников [Рихтер, 1995]. Породы камчатской серии залегают на крутогоровских гранитах, прорывающих колпаковскую серию, с несогласием, с базальными конгломератами в основании [Рихтер, 1995; Тарарин, 1988; Ханчук, 1983, 1985].

U-Pb SHRIMP датировки цирконов из метатерригенных пород камчатской серии распределены от 55.2±3.3 до 2048 млн лет [Соловьев, 2008, Hourigan et al., 2009]. Наиболее молодые зерна циркона определяют нижний предел осадконакопления для протолита камчатских сланцев, таким образом, его возраст можно считать палеоценовым. 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 биотитгранатовых сланцев [Рихтер, 1995]. В отложениях хейванской свиты отмечены находки палеозойских спор, относящиеся к девону–перми [Сиверцева, 1975; Сиверцева, Смирнова, 1974]. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из сланцев хейванской свиты дает распределение возрастов от 106 млн лет до 2.65 млрд лет [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]. Наиболее значимые пики при анализе распределения возрастов отдельных зерен соответствуют концу раннего мела и раннему протерозою. Для метаосадочных 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) [Бондаренко, 1997; Рихтер, 1995; Шапиро и др., 2008]. К аллохтону также относятся неметаморфизованные образования ирунейской и кирганикской свит.

Андриановская свита сложена кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми, кварц-полевошпатамфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, амфиклинопироксен-амфиболовыми боловыми, сланцами, кварцитами и амфиболитами. Возраст пород андриановской свиты ранее определялся как протерозойский [Геология СССР, 1964], палеозойский [Марченко, 1975; Ханчук, 1985], триасовый [Бондаренко, 1997], позднемеловой [Лебедев, 1967], докампанский [Рихтер, 1995]. 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 [Кузьмин, Беляцкий, 1999]. Протолитом пород андриановской свиты являются кремнисто-вулканогенные породы окраинно-морского и островодужного генезиса [Рихтер, 1995; Соловьев, 2008].

Кремнистые наименее метаморфизованные породы андриановской свиты содержат радиолярии сантон-раннекампанского возраста [Соловьев, 2008]. Образования андриановской свиты, так же, как и неметаморфизованные отложения ирунейской свиты, прорваны пироксенитгаббро-сиенитовыми интрузиями позднемелового возраста [Хоуриган и др., 2004]. 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 [Ханчук, 1985], другие – надвиговым [Шапиро и др., 2008]. Ее фациальным и возрастным аналогом считают *алисторскую* свиту, в составе которой преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам [Бондаренко, 1997; Ханчук, 1985]. Химкинская свита, по-видимому, является фациальным аналогом андриановской свиты [Бондаренко, 1997; Ханчук, 1985]. Геохронологические данные о возрасте химкинской свиты отсутствуют.

Взаимоотношения пород и петрографический состав гранитоидных комплексов

Гранитоиды крутогоровского комплекса, прорывающие образования колпаковской серии, изучались многими авторами. Так, А.И. Ханчук [1985] объединял в крутогоровский гранитный комплекс ряд массивов (до 100 км²) 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 перекрывается с размывом 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 бластокатакластической 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 [1985], 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) [Кузьмин, Чухонин, 1980], то и возраст крутогоровских гранитов условно принимался как протерозойский [Ханчук, 1985]. По данным А.В. Рихтера [1995], 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. 3.7.3) [Рихтер, 1995]. По мнению А.В. Рихтера, не ясно, 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 [Рихтер, 1995].

Оценивая возраст крутогоровских гранитов, А.В. Рихтер опирался на данные Rb-Sr датирования [Виноградов, Григорьев, 1994], согласно которым возраст метаморфизма колпаковской серии определялся в 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 позднекампанмаастрихтским по флористическим данным [Шапиро и др., 1986].

По данным И.А. Тарарина [2008], жильный гранитоидный материал в метаморфических породах колпаковской серии представлен послойными и секущими телами массивных и гнейсовидных биотитовых и гранат-биотитовых плагиогранитов и трондьемитов, массивных и гнейсированных биотитовых и амфибол-биотитовых тоналитов и гранодиоритов, массивных и реже – гнейсированных биотит-кордиеритовых (±гранат) плагиогранитов и гранитов, а также слюдистых и гранат-слюдистых (нередко с турмалином) пегматитов.

В районе р. Крутогорова граниты представлены гнейсовидными биотитовыми разностями и равномернозернистыми гранитами (см. рис. 3.7.5). К крутогоровскому комплексу, по-видимому, должны быть отнесены только гнейсовидные граниты, которые местами прорваны равномернозернистыми двуслюдяными гранитами с гранатом (см. рис. 3.7.3, участок I). Равномернозернистые граниты прорывают как образования колпаковской, так и породы камчатской серий. В одном из правых притоков р. Крутогорова описаны важные взаимоотношения (см. рис. 3.7.3, место отбора обр. 02AS04). Массивные равномернозернистые гранат-биотитовые тоналиты прорывают как гнейсовидные граниты и ставролит-гранатбиотитовые сланцы камчатской серии (автохтон), так и амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты (аллохтон) и зону надвига между ними мощностью 25-30 м, представленную тальк-хлоритовыми сильно тектонизированными породами. Следовательно, возраст данного интрузива определяет верхний возрастной предел шарьирования.

В районе рек Правая Колпакова и Поперечная (см. рис. 3.7.6, участки І и ІІ) выделяются два типа гранитов: гнейсовидные (крутогоровский комплекс) и массивные равномернозернистые. Надо отметить, что на карте масштаба 1: 200 000 [Геологическая ..., 1972] также выделены два комплекса гранитов, раннемезозойские (Mz,) гнейсограниты (гнейсоплагиограниты) и позднемезозойские (Mz₂) граниты (плагиограниты), при этом гнейсограниты Мг. откартированы в виде обширных полей площадью до 5×15 км² среди сланцев и гнейсов камчатской серии. Однако в ходе полевых работ в районе рек Правая Колпакова и Поперечная автор не наблюдала 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 р. Поперечная (см. рис. 3.7.6, 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 р. Правая Колпакова (см. рис. 3.7.6, участок II) равномернозернистые граниты содержат включения более меланократового состава 10–25 см в диаметре. Структура включений характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к другим породообразующим минералам. По составу включения относятся к гранодиоритам и сложены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом.

Небольшую группу среди равномернозернистых гранитоидов составляют тоналиты и трондьемиты. Эти породы сложены преимущественно кварцем и плагиоклазом в разных пропорциях, калиевый полевой шпат либо отсутствует, либо присутствует в количестве не более 5–10%. Темноцветные минералы представлены в основном биотитом, реже – биотитом и мусковитом; в некоторых тоналитах присутствует гранат. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, рудным минералом. Гнейсовидные и равномернозернистые граниты, а также вмещающие сланцы и гнейсы камчатской серии секутся жильными телами аплитов, гранит-порфиров и пегматитов.

К настоящему времени автором совместно с А.В. Соловьевым и Дж.К. Хоуриганом получены U-Pb SHRIMP датировки цирконов из гнейсовидных и равномернозернистых гранитов. Изотопные измерения проводились на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре Станфорд-USGS (по методике [Muir et al., 1996]) и на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (по методике [Williams, 1998]. Данные U/Pb SHRIMP датирования цирконов из гнейсовидных (крутогоровских) гранитов показывают, что кристаллизация этих гранитов произошла 83–76 млн лет назад (табл. 3.7.1–3.7.3; рис. 3.7.7–3.7.9). Так как семь датированных образцов 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.

Необходимо отметить, что, по данным А.В. Соловьева [2008] часть кристаллов цирко-

Таблица 3.7.1. U-Pb (SHRIMP) возрасты гнейсовидных гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта

№ образца	Место отбора, координаты, высота	Порода, датированный минерал	Средневзвешенный возраст, млн лет, ±2σ	
02LG24	р. Крутогорова (см. рис. 3.7.5), 54°50.564' с.ш., 157°22.754' в.д., 1091 м	Гнейсовидный гранит, циркон	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U 78,5±1,5 (n*=9/12) CKBO = 2,1	
04AS69 (M-0024/1)	р. Правая Колпакова (см. рис. 3.7.6, участок II), 54°29.907' с.ш., 157 °25.994' в.д., 880 м	Гнейсовидный Ві гранит, циркон	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 80,2±0,9 (n*=12/13) CKBO = 1,27	
04AS99	р. Поперечная (см. рис. 3.7.6, участок I), 54°23.895' с.ш., 157 °09.081' в.д., 1130 м	Милонитизированный двуслюдяной гранит, циркон	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U 79,2±1,9 (n*=8/15) CKBO = 1,34	
04AS75	р. Поперечная (см. рис. 3.7.6, участок I), 54°27.047' с.ш., 157°11.512' в.д., 1034 м	Ортогнейс, циркон	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 79,3±0,9 (n*=10/13) CKBO = 1,55	
M-438/1	р. Поперечная (см. рис. 3.7.6, участок I), 54°27.405' с.ш., 157°09.850' в.д., 945 м	Гнейсовидный Ві гранит, циркон	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 83,1±2,0 (n*=10/10) CKBO = 0,86	
M-439/1	р. Поперечная (см. рис. 3.7.6, участок I), 54°26.194' с.ш., 157°09.650' в.д., 995 м	Милонитизированный двуслюдяной гранит, циркон	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U 76,2±1,5 (n*=10/10) CKBO = 0,29	
M-427/1	р. Правая Колпакова (см. рис. 3.7.6, участок II) (54°32,472'с.ш., 157°24,272' в.д., 1303 м)	двуслюдяной гранит, циркон	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U 81,0±1,7 (n*=10/10) CKBO = 0,63	

*n – количество зерен, по которым рассчитан средневзвешенный возраст/общее количество датированных зерен. Образцы 04AS69, 04AS79, 04AS75 проанализированы на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре Станфорд-USGS; образцы М-438/1, М-439/1, 427/1 – на SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Данные по обр. 02LG24 взяты из работы [Соловьев, 2008].

157°09.850° в.д., 945 м)								
№ точки	²⁰⁶ Pb _{comm} ,	U _{ppm} ,	Th _{ppm} ,	Th/U	Некорректированные		²⁰⁴ Pb	
							корректированные	
	/0	1/1	1/1		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Рb/ ²³⁸ U возраст	
438-1.5.1	1.38	768	62	0.08	90.77±2.9	0.0597±0.0014	70±2	
438-1.7.1	0.06	4542	406	0.09	80.86±2.5	$0.0473 {\pm} 0.0005$	79±2	
438-1.6.3	2.04	279	28	0.10	78.21±2.6	0.0562 ± 0.0022	80±3	
438-1.6.2	0.38	346	25	0.08	77.59±2.5	$0.0548 {\pm} 0.0020$	82±3	
438-1.6.1	1.37	127	22	0.18	74.63±2.7	0.0656 ± 0.0035	85±3	
438-1.3.1	0.86	213	39	0.19	74.68±2.4	0.0550 ± 0.0019	85±3	
438-1.1.1	2.27	267	55	0.21	73.42±2.3	$0.0594{\pm}0.0020$	85±3	
438-1.4.1	0.05	244	36	0.15	74.87±2.5	$0.0534{\pm}0.0021$	85±3	
438-1.2.1	1.93	220	33	0.15	70.02±2.3	0.0556±0.0019	90±3	
438-1.5.2	1.62	177	36	0.21	69.47±2.3	0.0562±0.0025	91±3	

Таблица 3.7.2. Образец М-438/1 – Циркон из гнейсированных гранитов. р. Поперечная (54°27.405'с.ш.. 57°09.850' в.д. 945 м)

Средневзвешенный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст -83,1 ± 2,0 млн лет, n=7/10; СКВО = 0,86

Таблица 3.7.3. Образец М-439/1 – циркон из равномернозернистых гранитов, р. Поперечная (54°26,194' с.ш, 157°09,650' в.д., 993 м)

	²⁰⁶ Pb _{comm} , U _{ppm} ,	T1.		Hawannar		²⁰⁴ Pb	
№ точки		U _{ppm} ,	In _{ppm} ,	Th/U	пекорро	сктированные	корректированные
	70	1/1	1/1		238U/206Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Рb/ ²³⁸ U Возраст
439-1_1.1	0.40	434	157	0.37	83.3±1,9	0.0487±0,0012	76.6±1,8
439-1_2.1	2.67	827	27	0.03	84.4±1,9	$0.0779 \pm 0,0025$	73.9±1,7
439-1_3.1	1.92	775	181	0.24	82.2±1,9	$0.0684 \pm 0,0011$	76.5±1,8
439-1_4.1	0.33	2053	275	0.14	79.7±1,8	$0.05267 \pm 0,0006$	80.2±1,8
439-1_5.1	0.79	446	115	0.27	88,0±2,0	$0.0536 \pm 0,0012$	72.3±1,7
439-1_6.1	0.38	256	73	0.29	79.3±1,8	$0.0517 {\pm} 0,0016$	80.4±1,9
439-1_7.1	0.02	2568	178	0.07	86.7±1,9	$0.04739 \pm 0,0005$	73.9±1,6
439-1_8.1	0.88	440	63	0.15	85.4±2,0	$0.0557{\pm}0,0013$	74.4±1,7
439-1_9.1	0.20	542	246	0.47	82.2±1,9	$0.0508 \pm 0,0011$	77.8±1,8
439-1_10.1	0.58	409	111	0.28	81.5±1,9	$0.0522 \pm 0,0013$	78.1±1,8

Средневзвешенный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст 76.2 ± 1.5 млн. лет n=10/10 СКВО = 0.29; вероятность 0.59

на из образца гнейсовидных гранитов 02LG24 содержит резорбированные ксеногенные ядра с возрастом 1049 млн лет.

Цирконы, выделенные из дайки гранатбиотитовых тоналитов (обр. 02АS04, см. рис. 3.7.3), прорывающей образования автохтона, зону надвига, сложенную метабазитами и образования аллохтона, представлены идиоморфными кристаллами с четко выраженной зональностью, характерной для зерен магматического генезиса. Их возраст определен как 51.5±0.7 млн лет (табл. 3.7.4). Так как, описанный интрузив прорывает автохтон, зону надвига, сложенную метабазитами, и аллохтон, следовательно, его возраст дает верхний предел возраста шарьирования аллохтона на автохтон, произошедшего примерно 52 млн лет назад.

Равномернозернистые двуслюдяные граниты района рек Левая Андриановка (обр. 02ЈН111 и 02ЈН117, см. рис. 3.7.2, участок II) и Правая Колпакова (обр. 04АS67, см. рис. 3.7.4, участок II) содержат цирконы с возрастами в интервале от 50.1 ± 1.7 до 54.9 ± 0.5 млн лет (см. табл. 3.7.4). В образцах 02ЈН111 и 02ЈН117 датирован также монацит; его Th/Pb возраст составляет 51.9 ± 0.7 и 52.1 ± 0.6 млн лет, соответственно (см. табл. 3.7.4). Возрасты равномернозернистых гранитов, определенные как



Рис. 3.7.7. Диаграмма с конкордией для цирконов из обр. 438/1 (*A*) и их катодолюминисцентные изображения (*Б*). Номера точек соответствуют номерам в таблице 3.7.2



Рис. 3.7.8. Диаграмма с конкордией для цирконов из обр. 439/1 (*A*) и их катодолюминисцентные изображения (*Б*). Номера точек соответствуют номерам в таблице 3.7.3



Рис. 3.7.9. Диаграмма с конкордией для цирконов из обр. 427/1 (*A*) и их катодолюминисцентные изображения (*Б*). Номера точек соответствуют номерам в таблице 3.7.5

	Таблица 3.7.4.	U-Pb (SHRIMP)	возрасты	равномернозернистых	гранитоидов	юга	Срединного	хребта
((Камчатка)							

№ обр.	Место отбора, координаты, высота	Порода, датированный минерал	Средневзвешенный возраст, млн лет, ±2σ
02JH47/1	р. Крутогорова (см. рис. 3.7.5), 54°50.120' с.ш., 157°23.096' в.д., 1320 м	Плагиогранитная лейкосома Gar-Bi гнейса, оторочки циркона	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 51,2±0,5 (n*=8/12) CKBO = 0,97
02AS04	р. Крутогорова (см. рис. 3.7.5), 54°53.150' с.ш., 157°17.20' в.д., 1320 м	Gar-Bi тоналит, циркон	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 51,5±0,7 (n*=13/13) CKBO = 0,27
02JH111	р. Левая Андриановка (см. рис. 3.7.2), 54°37.547' с.ш., 157°35.049' в.д., 1040 м	Двуслюдяной гранит, циркон	206Pb/238U 52,6±1,2 (n*=12/12) CKBO = 6,0
02JH111	р. Левая Андриановка (см. рис. 3.7.2), 54°37.547' с.ш., 157°35.049' в.д., 1040 м	Двуслюдяной гранит, монацит	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 51,9±0,7 (n*=8/8) CKBO = 0,25
02JH117	р. Левая Андриановка (см. рис. 3.7.2), 54°37.017' с.ш., 157°34.935' в.д., 1070 м	Двуслюдяной гранит, циркон	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 50,1±1,7 (n*=7/9) CKBO = 8,4
02JH117	р. Левая Андриановка (см. рис. 3.7.2), 54°37.017' с.ш., 157°34.935' в.д., 1070 м	Двуслюдяной гранит, монацит	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 52,1±0,6 (n*=12/12) CKBO = 0,12
04AS67	р. Правая Колпакова (см. рис. 3.7.6), 54°27.703' с.ш., 157 °26.520' в.д., 1693 м	Трондьемит, циркон	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 54,9±0,5 (n*=9/15) CKBO = 1,9

*n – количество зерен, по которым рассчитан средневзвешенный возраст/общее количество датированных зерен. Образцы проанализированы на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре Станфорд-USGS.

по циркону, так и по монациту, очень близки к возрасту лейкосомы мигматитов, развитых по гранат-биотитовым гнейсам колпаковской серии (обр. 02JH47/1, см. рис. 3.7.5). Последний составляет 51.2 ± 0.5 млн лет (см. табл. 3.7.4). Надо отметить, что в обр. 02JH111 присутствуют два захваченных зерна с возрастом 93 и 175 млн лет.

В одном случае для образца 427/1 среднезернистого двуслюдяного гранита в районе р. Правая Колпакова, который прорывает сланцы и гнейсы автохтона и содержит их ксенолиты, получено значение возраста, аналогичное возрасту гнейсовидных гранитов 81.0±1.8 млн лет (средневзвешенное значение по восьми точкам) (см. рис. 3.7.9, табл. 3.7.5). Этот факт заставляет предположить, что текстурный критерий отнесения гранитоидов к тому или иному возрасту в данном районе не является универсальным.

В целом, U/Pb SHRIMP датирование циркона из равномернозернитых гранитов показывает, что их внедрение происходило в раннем эоцене. Кроме того, данные по датированию оторочек цирконов из лейкосомы мигматитов колпаковской серии, а также датирование метаморфогенного монацита указывают, что пик метаморфизма и анатексис произошли в раннем эоцене (52±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 выделяются два этапа гранитообразования – кампанский (~76–

№ точки	²⁰⁶ Pb _{сбыч.,}	U,	Th,	Th/U	Некорректированные		²⁰⁴ Рb корректированные
	%	Г/Т	Г/Т		238U/206Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст
427_1.1.1	0.52	964	39	0.04	79.2±2.1	0.0526±0.0017	80.4±2.1
427_1.2.1	0.3	2485	314	0.13	118.6±3.1	$0.0514{\pm}0.0011$	54.0±2.1
427_1.2.2	0.09	708	136	0.2	109.6±3.0	$0.0534{\pm}0.0039$	58.5±2.1
427_1.3.1	0.38	307	133	0.45	76.5±2.1	$0.0633 {\pm} 0.0070$	83.3±2.1
427_1.4.1	0.23	1603	110	0.07	93.7±2.4	$0.0488 {\pm} 0.0012$	68.2±2.1
427_1.5.1	2.56	334	52	0.16	76.9±2.2	$0.0743 {\pm} 0.0074$	81.1±2.1
427_1.6.1	2.64	525	143	0.28	80.0±2.2	0.0673±0.0022	78.0±2.1
427_1.7.1	0.74	382	133	0.36	75.9±2.1	$0.0585 {\pm} 0.0051$	83.7±2.1
427_1.8.1	2.5	333	73	0.23	79.0±2.2	0.0566±0.0024	79.1±2.1
427_1.9.1	2.35	267	171	0.66	76.4±2.2	0.0557±0.0025	81.9±2.1

Таблица 3.7.5. Образец М-427/1 – циркон из равномернозернистых гранитов, р. Правая Колпакова (54°27,405'с.ш., 157°09,850' в.д., 945 м)

Средневзвешенный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст - 81.0±1.8 млн лет; n=8/10; СКВО = 0,63

83 млн лет) и раннеэоценовый (~52±2 млн лет). Гранитоиды первого этапа подверглись метаморфизму и были гнейсированы; повидимому, только эти породы стоит относить к крутогоровскому комплексу. Раннеэоценовые гранитоиды сформировались синхронно с пиком метаморфизма.

Необходимо отметить, что в южной части выходов метаморфических пород Малкинского поднятия Срединного хребта выделяется Кольский тоналитовый плутон [Синица, Шашкин, 1979; Синица, 1990; Синица, Ханчук, 1995; Тарарин, 1988; Ханчук, 1985]. Существуют две точки зрения на возраст плутона и его взаимоотношения с вмещающими вулканогеннотерригенными метаморфизованными толщами малкинской серии. С.М. Синица, К.С. Шашкин [1979] считают, что тоналиты подверглись метаморфизму совместно с вмещающими толщами. По данным А.И. Ханчука [1983, 1985], 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 позднепалеозойскиймезозойский. По данным U-Pb датирования [Кузьмин и др., 2003] возраст магматизма для биотитовых гнейсогранитов Кольского плутона составляет 2314±325 млн лет, возраст метаморфизма 106±31 млн лет. Автор не имеет собственных материалов по Кольскому плутону, поэтому при дальнейшем изложении он не рассматривается.

Кроме того, в разных районах Малкинского поднятия (верховья рек Евсейчихи и Стратиковской, бассейн р. Дукук, междуречье Степановой и Левого Кихчика) описаны гранатовые плагиогранитоиды, согласные с простиранием структур метаморфических пород, реже - секущие их жило-дайкообразные тела мощностью от долей до десятков метров [Кузнецов и др., 1992; Бондаренко и др., 1993]. Для гранатовых плагиогранитоидов Верхне-Евсейчиковского района, располагающихся вдоль надвигового контакта андриановской свиты на образованиях камчатской серии, Rb-Sr методом определен возраст 66±10 млн лет [Бондаренко и др., 1993]. Авторы интерпретируют полученный изотопный возраст как время проявления процессов шарьирования – закрытия ирунейского задугового бассейна [Бондаренко, 1992]. Они также отмечают, что плагиогранитоиды подверглись метаморфическим преобразованиям совместно с вмещающими толщами. Достаточно большая погрешность в определении возраста плагиогранитоидов не позволяет точно привязать их к какому-либо из двух этапов гранитообразования, рассмотренных в данном разделе. Однако тот факт, что они подверглись метаморфизму, сближает их с гнейсовидными гранитами, особенно если принять максимальную оценку их возраста.

Петро-геохимические характеристики

Проанализированные гранитоиды по соотношению кремнезема и суммы щелочей относятся к породам нормального ряда и частично субщелочным, и соответствуют: равномернозернистые преимущественно гранитам; гнейсовидные и породы из включений в равномернозернистых гранитах – гранодиоритам и гранитам (табл. 3.7.6; рис. 3.7.10, А). Породы с содержанием SiO₂ = 64-67% и 68-72%, в которых Na₂O преобладает над K_2O (Na₂O/ $K_2O = 2-5$) относятся, соответственно, к тоналитам и трондьемитам, в этих же образцах Al₂O₂ превышает 15% (рис. 3.7.10, Б). По соотношению К₂О и SiO₂ гранитоиды относятся к средне- и высоко-калиевой известковой щелочной сериям (рис. 3.7.11, А). Гранитоиды характеризуются схожей степенью насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na (индекс ASI = 0.95 - 1.3), и образуют компактную 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. 3.7.11, *Б*).

Петрохимические характеристики (соотношение ASI и SiO₂, FeO_t+MgO+TiO₂ и SiO₂) 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 [1998] по индикаторным параметрам Al₂O₃/TiO₂ и CaO/Na₂O (рис. 3.7.11, *B*).

Составы биотитов из гнейсовидных и равномернозернистых гранитоидов также соответствуют таковым из высокоглиноземистых гранитов S-типа (рис. 3.7.12, табл. 3.7.7).

Характер распределения редких земель позволяет 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) (рис. 3.7.13, *A*). Хондритнормализованные спектры РЗЭ гнейсовидных гранитов либо не имеют Еи-аномалии, либо имеют небольшую положительную аномалию (Eu/Eu* = 1.01, 1.85) (см. рис. 3.7.13, *A*). Грани-

ты этой группы имеют также повышенные значения отношения Sr/Y (59.1, 45.48). Для второй группы гнейсовидных гранитоидов характерно более высокое содержание тяжелых P3Э (La_N/Yb_N = 2.68–5.59), хондрит-нормализованные спектры P3Э отличаются хорошо выраженной отрицательной Еu-аномалией (Eu/Eu* = 0.41–0.46) (рис. 3.7.13, *Б*). Спектры распределения гранитоидов этой группы практически идентичны таковым для вмещающих гнейсов колпаковской серии (см. рис. 3.7.13, *Б*).

Аналогичные две группы пород выделяются и среди равномернозернистых гранитоидов (рис. 3.7.13, *B*, Γ).

Первая также характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 14.30-43.3$) (рис. 3.7.13, *B*), повышенными Sr/Y отношениями, 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).

Вторая группа гранитоидов характеризуется обогащенными тяжелыми РЗЭ хондритнормализованными спектрами РЗЭ с хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией (La,/ $Yb_{N} = 1.26-5.88; Eu/Eu^* = 0.16-0.44)$ (рис. 3.7.13, 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 Еи-аномалией (см. рис. 3.7.13, Г). Выделяется также спектр распределения мусковитовых гранитов (обр. 437/4) с горизонтальными легкой и тяжелой частями спектра и наиболее глубокой отрицательной Еи-аномалией (La_N/Yb_N = 1.26; Eu/Eu* = 0.16) (см. рис. 3.7.13, Г). Подобные спектры обычно характерны для высокодифференцированных лейкогранитов [Коваленко и др., 2002].

Спектры распределения тоналитов и трондьемитов характеризуются наиболее высокой степенью фракционирования и слабой отрицательной или положительной Eu-аномалией ($La_N/Yb_N = 40.7-133$; Eu/Eu* = 0.82–1.27), что предполагает наличие граната в источнике


Рис. 3.7.10. Диаграммы (K₂O+Na₂O)–SiO₂ по: [Middlemost, 1985] (*A*) и Ab–An–Or (*Б*) для гранитоидов Малкинского поднятия

А: 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 – гнейсовидные граниты; 2 – равномернозернистые граниты; 3 – гранодиориты из включений в равномернозернистых гранитах; 4 – тоналиты, трондьемиты; 5 – аплиты и гранит-порфиры, дайки; 6 – лейкоосма гнейсов колпаковской серии; аплиты; 7 – милонитизированные двуслюдяные граниты; 8 – сланцы и гнейсы камчатской серии; 9 – гнейсы колпаковской серии

1				1	1					
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	M-424/2	M-438/1	M-438/4	04AS69	M-439/1	M-437/2	M-416/1	M-417/1	04AS69	02JH111
SiO ₂	66.98	66.23	67.96	69.63	73.76	74.71	67.82	67.96	69.63	70.36
TiO ₂	0.73	0.34	0.50	0.5	0.10	0.19	0.48	0.43	0.5	0.31
Al ₂ O ₃	14.54	16.49	15.90	14.06	14.54	13.91	15.44	15.90	14.06	14.5
Fe ₂ O ₃	2.00	0.73	1.54	1.49	1.52	0.42	1.44	1.31	1.49	3.42
FeO	3.45	2.92	1.73	2.48	0.66	1.64	2.59	1.98	2.48	0.17
MnO	0.07	0.06	0.07	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.02
MgO	1.23	1.62	1.67	1.12	0.44	0.78	1.29	1.25	1.12	0.74
CaO	3.28	3.51	2.96	2.42	1.00	2.76	2.80	2.91	2.42	2.06
Na ₂ O	3.81	4.43	3.90	3.31	4.33	4.32	4.02	3.98	3.31	3.95
K ₂ O	2.24	2.00	2.80	3.63	2.50	0.95	2.45	2.52	3.63	2.95
P_2O_5	0.22	0.21	0.12	0.19	0.04	0.04	0.18	0.16	0.19	0.18
п.п.п.	0.80	1.00	0.76	0.89	0.90	0.22	0.90	0.90	0.89	0.87
Сумма	99.35	99.54	99.91	99.77	99.83	99.98	99.47	99.35	99.77	99.53
Rb	91	87	-	106	60	47	106	-	106	87
Sr	192	251	-	129	151	294	256	-	129	318
Y	42	6	-	31	27	5	10	-	31	6
Zr	396	195	-	211	74	30	132	-	211	159
Nb	9.6	7.6	-	9.9	17.5	3.7	4.3	-	9.9	11.9
Ba	632	314	-	682	652	185	756	-	682	890
Hf	10.1	4.8	-	5.5	2.8	1.0	3.6	-	5.5	4.0
Та	0.7	0.8	-	0.6	0.3	0.4	0.4	-	0.6	0.3
Th	9.9	10.4	-	7.7	5.6	5.6	5.8	-	7.7	5.9
U	2.3	1.7	-	2.0	1.1	0.8	1.4	-	2.0	1.8
La	29.80	42.19	-	19.64	16.72	14.02	16.07	-	19.64	23.90
Ce	68.64	83.41	-	46.99	39.28	29.86	34.83	-	46.99	53.33
Pr	8.28	8.97	-	5.65	4.68	3.32	4.01	-	5.65	5.91
Nd	32.98	31.75	-	22.63	17.99	12.05	15.13	-	22.63	21.74
Sm	7.53	4.39	-	5.58	4.35	2.26	3.19	-	5.58	4.26
Eu	1.12	1.03	-	0.76	0.44	1.14	0.76	-	0.76	0.96
Gd	7.30	2.63	-	5.48	4.47	1.75	2.72	-	5.48	2.74
Tb	1.14	0.25	-	0.90	0.75	0.21	0.37	-	0.90	0.32
Dy	6.67	1.00	-	5.74	4.38	0.94	1.86	-	5.74	1.38
Но	1.37	0.16	-	1.14	0.89	0.15	0.33	-	1.14	0.20
Er	3.73	0.44	-	3.28	2.34	0.38	0.85	-	3.28	0.50
Tm	0.56	0.07	-	0.50	0.32	0.05	0.12	-	0.50	0.06
Yb	3.57	0.44	-	3.02	1.90	0.28	0.75	-	3.02	0.37
Lu	0.53	0.07	-	0.47	0.27	0.04	0.12	-	0.47	0.05
La _N /Yb _N	5.59	63.56	-	4.4	5.88	33.07	14.3	-	4.4	43.3
Eu _N /Eu*	0.47	0.93	-	0.42	0.31	1.77	0.79	-	0.42	0.87
T ^o C (zircon)	749	793	-	804	740	778	766	-	804	787

Таблица 3.7.6. Петрогенные (мас.%) и редкие элементы (г/т) в гранитоидах и вмещающих метаморфических породах, Малкинское поднятие, Срединный хребет

11 12 13 14 15 16 18 19 20 17 Компонент M-437/6 M-434/2 M-426/4 M-434/1 M-445/5a M-422/5 O5ML4/1 M-42/1 M-41/1 02JH117 70.85 71.52 71.88 71.97 72.10 72.42 72.71 72.76 73.00 73.26 SiO, TiO, 0.05 0.12 0.24 0.26 0.24 0.05 0.22 0.23 0.06 0.03 Al₂O₃ 15.47 16.69 15.45 14.43 14.24 15.20 15.24 13.96 14.67 13.97 Fe₂O₂ 0.86 1.01 0.74 2.13 2.46 1.00 1.13 1.30 0.69 0.25 0.39 0.96 0.38 1.27 0.93 FeO 0.68 1.14 0.14 0.13 0.64 0.04 0.04 0.04 0.06 0.04 0.01 0.02 0.04 0.06 MnO 0.14 MgO 0.35 0.50 0.80 0.57 0.48 0.16 0.3 0.75 0.20 0.24 0.90 CaO 0.87 1.12 1.23 1.06 2.65 1.55 0.56 0.73 1.10 3.65 4.01 4.33 4.95 3.74 3.92 4.50 Na₂O 2.45 3.63 4.19 K,O 5.66 4.36 3.98 3.35 4.89 4.78 3.72 2.86 3.80 3.11 0.05 0.07 0.09 0.05 0.09 0.11 0.14 0.14 0.03 0.05 P_2O_5 0.98 0.69 0.50 0.59 0.60 0.52 0.40 1.34 0.66 0.88 п.п.п. 99.32 99.25 99.67 99.89 99.71 99.61 99.91 99.82 99.61 99.20 Сумма -168 107 150 -177 Rb -41 --151 337 Sr 134 84 74 -_ _ _ _ Υ 9 5 18 33 11 -_ _ _ _ Zr 155 89 69 25 _ 124 _ _ _ _ Nb 6.4 8.6 3.8 5.3 4.4 -_ _ _ _ Ba 522 502 475 285 182 _ _ _ _ _ Hf -3.6 4.8 2.7 _ 2.2 _ 1.2 _ _ 0.5 Та _ 0.6 1.3 0.3 1.4 _ _ _ _ 10.1 2.9 1.8 Th _ 8.7 5.8 -_ _ _ 5.4 U 3.0 2.0 2.2 4.7 _ _ _ _ _ 19.98 21.43 15.91 11.50 4.22 La _ -_ _ _ 42.83 52.32 35.39 9.35 Ce 23.62 _ _ -_ _ Pr 4.86 6.28 3.92 2.55 1.03 --_ _ _ Nd 17.94 24.54 14.22 9.53 3.65 _ _ _ _ _ 4.19 3.23 1.99 Sm 6.15 1.08 _ --_ _ 0.62 Eu 0.60 0.53 0.83 0.19 _ _ _ _ _ Gd 3.75 5.94 2.59 1.37 1.13 _ _ _ _ _ Tb 0.96 0.36 0.23 0.56 0.18 _ _ _ _ _ Dy 2.98 5.44 1.67 0.92 1.48 --_ _ _ 0.27 Но 0.56 1.03 0.18 0.30 _ _ _ _ _ Er 1.43 2.83 0.66 0.51 0.90 _ --_ _ Tm _ 0.21 0.41 0.09 0.08 0.15 _ _ _ _ Yb 1.28 2.63 0.52 0.53 1.06 -_ _ _ _ 0.07 0.08 Lu _ _ 0.19 0.38 -_ _ 0.15 La_N/Yb_N 10.4 5.45 20.6 14.7 2.65 _ --_ _ Eu_N/Eu* 0.53 0.48 0.30 0.56 1.54 _ _ _ _ _ 795 745 720 642 T⁰C (zircon) 778 -----

Таблица 3.7.6. Продолжение

Таблица 3.7.6. Продолжение

Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Компонент	O5ML3/1	M-437/4	M-42/3	M-43/1	M-426/3	M-426/2	M-438/2	04JH92	M-422/3	M-421/2
SiO ₂	73.34	73.53	73.86	73.90	74.44	75.56	74.09	70.78	73.94	74.10
TiO ₂	0.05	0.02	0.27	0.28	0.03	0.02	0.05	0.24	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	13.84	15.23	13.10	12.80	13.76	14.40	14.47	15.36	15.00	13.72
Fe ₂ O ₃	1.71	0.30	1.71	1.20	0.90	0.24	1.13	0.90	1.58	1.12
FeO	0.21	0.76	1.05	1.87	0.22	0.14	0.28	1.78	0.18	0.29
MnO	0.02	0.08	0.08	0.05	0.03	0.02	0.04	0.07	0.06	0.22
MgO	0.24	0.17	0.49	0.89	0.28	0.24	0.18	0.10	0.48	0.52
CaO	1.22	0.35	1.33	0.84	1.02	0.63	0.98	1.57	0.45	0.28
Na ₂ O	4.11	4.17	3.69	3.37	4.86	4.20	3.99	4.74	3.62	5.72
K ₂ O	3.99	4.66	2.72	2.83	3.90	4.00	4.04	2.99	2.60	2.56
P ₂ O ₅	0.04	0.09	0.11	0.16	0.02	0.05	0.03	0.07	0.02	0.15
п.п.п.	0.61	0.56	1.10	1.22	0.40	0.34	0.64	0.93	1.28	0.74
Сумма	99.38	99.92	99.51	99.41	99.86	99.84	99.92	99.43	99.26	99.43
Rb	-	61	-	-	188	217	-	88	-	-
Sr	-	33	-	-	88	73	-	149	-	-
Y	-	22	-	-	12	10	-	14	-	-
Zr	-	38	-	-	26	37	-	34	-	-
Nb	-	0.6	-	-	3.99	4.70	-	6.20	-	-
Ba	-	271	-	-	70	56	-	402	-	-
Hf	-	1.9	-	-	1.21	2.18	-	1.70	-	-
Та	-	0.1	-	-	0.8	1.5	-	0.47	-	-
Th	-	0.3	-	-	3.7	3.41	-	6.30	-	-
U	-	0.6	-	-	2.4	3.30	-	1.00	-	-
La	-	3.57	-	-	4.80	5.41	-	16	-	-
Ce	-	7.83	-	-	13.91	12.31	-	35.50	-	-
Pr	-	0.85	-	-	1.33	1.45	-	4.50	-	-
Nd	-	2.92	-	-	4.83	5.34	-	18.40	-	-
Sm	-	0.88	-	-	1.42	1.68	-	3.80	-	-
Eu	-	0.07	-	-	0.22	0.18	-	0.47	-	-
Gd	-	1.56	-	-	1.44	1.66	-	3.50	-	-
Tb	-	0.43	-	-	0.28	0.28	-	0.55	-	-
Dy	-	3.09	-	-	1.76	1.59	-	2.50	-	-
Но	-	0.66	-	-	0.33	0.30	-	0.44	-	-
Er	-	1.88	-	-	0.79	0.82	-	1.20	-	-
Tm	-	0.31	-	-	0.11	0.13	-	0.17	-	-
Yb	-	1.90	-	-	0.63	0.79	-	1.20	-	-
Lu	-	0.27	-	-	0.08	0.11	-	0.16	-	-
La _N /Yb _N	-	1.26	-	-	5.11	4.57	-	8.69	-	-
Eu _N /Eu*	-	0.17	-	-	0.47	0.33	-	0.40	-	-
T ⁰ C (zircon)	-	685	-	-	645	683	-	669	-	-

31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 Компонент M-427/1 M-43/3 M-43/2 M-42/2 02AS04 O5ML13/1 04AS67 O5ML14/1 M-414/1 M-423/1 SiO_2 67.20 65.14 67.36 71.20 63.42 67.50 61.21 64.75 68.94 69.22 TiO, 0.21 0.67 0.58 0.56 0.79 0.47 0.83 0.48 0.34 0.32 Al₂O₃ 14.90 15.42 14.76 15.64 17.46 16.86 15.84 15.99 16.66 14.82 Fe₂O₃ 0.70 2.65 2.27 1.79 0.71 2.67 4.22 1.39 0.71 1.15 FeO 0.86 2.95 1.98 3.00 4.35 1.81 0.27 2.18 1.44 1.62 0.09 0.02 0.04 MnO 0.04 0.06 0.06 0.06 0.08 0.04 0.03 2.30 MgO 0.65 0.93 1.13 3.01 1.43 2.89 1.20 1.09 1.01 3.99 CaO 1.54 4.59 2.18 2.47 5.12 3.97 2.63 2.02 1.74 Na₂O 4.49 3.76 3.88 2.41 3.08 5.51 4.54 4.47 5.43 5.49 K₂O 3.92 1.85 2.76 3.86 1.89 1.20 1.39 1.33 1.82 1.77 $P_{2}O_{5}$ 0.13 0.14 0.16 0.14 0.25 0.18 0.3 0.21 0.13 0.09 0.75 1.50 2.56 1.35 0.66 1.23 0.83 0.72 2.30 п.п.п. 1.42 99.34 99.91 99.35 99.59 99.32 99.45 99.33 99.57 Сумма 99.39 99.32 Rb 168 69 54 29 166 33 97 _ Sr 257 163 409 682 359 411 542 Y 9 29 9 3 4 6 6 Zr 75 220 111 63 223 73 86 Nb 6 18.32 6.6 4.30 6.05 5.30 2.80 Ba 446 301 392 816 651 579 391 Hf 2.30 5.28 2.6 1.80 5.18 2.30 2.50 Ta 1.11 1.64 0.4 0.38 0.29 0.23 0.23 4.91 Th 5.17 0.8 8.90 17.49 10.20 11.30 U 3.33 1.03 0.8 1.50 3.04 0.75 3.00 La 17.41 19.53 4.79 28 43.44 31.90 21.90 Ce 32.67 44.77 11.18 65.00 95.12 71.30 46.90 Pr 4.06 5.40 1.49 7.60 10.25 8.60 5.50 Nd 14.70 21.13 6.70 31.90 38.21 35.00 20.70 4.84 5.70 Sm 3.20 1.76 5.50 6.77 3.50 0.89 0.81 1.70 1.20 0.87 Eu 0.64 1.37 Gd 2.58 4.89 1.70 3.10 3.89 3.20 2.10 Tb 0.35 0.78 0.27 0.35 0.38 0.33 0.22 Dy 4.68 1.40 0.94 0.83 1.67 1.63 1.44 0.28 0.96 0.34 0.19 0.23 0.11 0.14 Ho Er 0.64 2.71 0.97 0.41 0.57 0.22 0.36 Tm 0.09 0.39 0.15 0.06 0.07 0.03 0.05 Yb 0.52 2.50 1.04 0.37 0.41 0.16 0.36 0.05 Lu 0.07 0.38 0.17 0.06 0.02 0.05 La_N/Yb_N 22.47 5.23 3.08 50.1 71.4 133 40.7 Eu_N/Eu* 0.69 0.56 1.27 0.86 0.99 1.44 0.82 690 710 T⁰C (zircon) 721 786 740 815 737 _

Таблица 3.7.6. Продолжение

Таблица 3.7.6. Продолжение

1/	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Компонент	M-425/1	M-437/1	02JH47	M-433/1	M-432/1	04AS99	M-437/3	M-422/4	M-445/1	M-421/1
SiO ₂	70.00	73.86	70.71	70.77	74.05	64.96	72.90	53.70	60.60	61.26
TiO ₂	0.33	0.02	0.24	0.39	0.13	0.61	0.03	1.06	0.86	1.02
Al ₂ O ₃	14.91	15.65	14.23	15.86	15.13	16.86	16.07	20.45	17.28	18.21
Fe ₂ O ₃	1.51	0.38	2.68	0.59	1.21	3.82	0.45	3.00	0.84	3.79
FeO	1.44	0.12	0.26	1.60	0.23	0.26	0.84	5.96	6.25	3.95
MnO	0.05	0.01	0.02	0.04	0.03	0.08	0.09	0.12	0.16	0.07
MgO	1.05	0.34	1.15	0.58	0.74	1.69	0.10	2.42	1.58	1.94
CaO	0.67	2.88	3.08	2.38	1.84	2.95	1.61	1.12	3.08	0.84
Na ₂ O	5.43	5.22	4.76	3.36	3.24	3.86	5.76	1.54	4.24	2.25
K ₂ O	2.24	0.40	0.92	2.24	2.37	3.12	1.18	6.59	3.15	2.66
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.03	0.25	0.32	0.27	0.05	0.50	0.25	0.23
п.п.п.	1.60	0.41	1.61	1.78	0.62	1.37	0.53	3.00	1.20	3.32
Сумма	99.33	99.34	99.69	99.84	99.91	99.85	99.61	99.46	99.49	99.54
Rb	-	-	26	53	67	93	-	-	112	-
Sr	-	-	490	292	213	241	-	-	244	-
Y	-	-	3	33	16	8	-	-	12	-
Zr	-	-	35	88	17	165		-	24	-
Nb	-	-	2.17	8.37	6.13	7.38	-	-	11	-
Ba	-	-	340	658	719	513	-	-	1036	-
Hf	-	-	0.82	2.46	0.58	3.86	-	-	0.10	-
Та	-	-	0.12	0.51	0.46	0.59	-	-	1.30	-
Th	-	-	3.17	4.67	3.02	0.46	-	-	2.92	-
U	-	-	0.93	2.62	1.72	1.82	-	-	4.79	-
La	-	-	12.26	15.26	7.23	5.02	-	-	13	-
Ce	-	-	26.11	33.71	17.03	11.09	-	-	27	-
Pr	-	-	3.00	4.08	2.03	1.48	-	-	3.31	-
Nd	-	-	11.23	16.31	8.37	6.63	-	-	13.06	-
Sm	-	-	2.20	3.99	2.72	2.11	-	-	2.55	-
Eu	-	-	1.39	1.05	0.83	0.86	-	-	1.27	-
Gd	-	-	1.59	4.40	3.34	2.09	-	-	2.62	-
Tb	-	-	0.18	0.77	0.57	0.29	-	-	0.42	-
Dy	-	-	0.76	5.02	3.13	1.50	-	-	2.47	-
Но	-	-	0.12	1.07	0.52	0.28	-	-	0.52	-
Er	-	-	0.29	3.00	1.13	0.78	-	-	1.56	-
Tm	-	-	0.04	0.44	0.13	0.13	-	-	0.22	-
Yb	-	-	0.25	2.68	0.66	0.83	-	-	1.40	-
Lu	-	-	0.04	0.37	0.08	0.14	-	-	0.19	-
La _N /Yb _N	-	-	32.4	3.81	7.34	4.06	-	-	6.37	-
Eu _N /Eu*	-	-	2.29	0.77	0.85	1.26	-	-	1.50	-
T ⁰ C (zircon)	-	-	662	756	640	784	-	-	-	-

Таблица 3.7.6. Окончание

1/	51	52	53	54	55	56	57	58	59
компонент	M-422/1	M-415/1	M-439/2	M-41/2	O5ML13/2	M-445/6	02JH48	M433/2	M-432/6
SiO ₂	61.84	62.20	62.14	63.00	65.01	66.72	59.5	63.18	72.12
TiO ₂	1.02	0.87	1.04	0.86	0.64	0.71	1.05	0.83	0.62
Al ₂ O ₃	17.36	17.81	16.96	15.82	12.04	15.27	17.04	16.96	11.84
Fe ₂ O ₃	2.40	0.64	1.37	1.38	1.63	0.89	3.04	1.23	2.17
FeO	4.81	5.39	5.71	5.46	5.98	4.60	5.71	4.58	4.22
MnO	0.08	0.13	0.09	0.08	0.34	0.08	0.14	0.12	0.84
MgO	1.98	1.90	2.01	2.58	4.72	2.00	3.09	2.59	2.54
CaO	1.96	2.02	2.79	2.69	3.96	3.00	2.33	2.02	0.54
Na ₂ O	3.13	2.84	4.10	4.00	3.08	3.40	2.09	3.78	0.99
K ₂ O	2.22	2.67	1.86	2.20	1.05	2.09	2.84	2.49	2.50
P ₂ O ₅	0.22	0.26	0.13	0.15	0.15	0.08	0.19	0.39	0.11
п.п.п.	2.24	2.48	1.26	1.20	0.97	1.00	2.55	1.49	1.40
Сумма	99.26	99.21	99.46	99.42	99.57	99.84	99.57	99.66	99.89
Rb	81	88	47	-	-	-	93	91	115
Sr	255	296	341	-	-	-	221	325	130
Y	12	36	16	-	-	-	36	44	37
Zr	28	183	32	-	-	-	231	249	148
Nb	11	10.26	9.19	-	-	-	18.03	13.29	10.25
Ba	604	487	618	-	-	-	907	625	513
Hf	0.11	4.92	0.07	-	-	-	5.72	6.35	4.02
Та	0.88	0.80	0.69	-	-	-	0.86	1.07	0.68
Th	7.89	7.49	6.25	-	-	-	9.25	9.80	11.82
U	1.21	2.07	1.08	-	-	-	1.67	3.18	1.31
La	27	25.45	26	-	-	-	34.83	29.53	29.22
Ce	59	57.20	56	-	-	-	78.08	63.87	98.71
Pr	6.91	7.12	6.72	-	-	-	8.81	7.65	7.14
Nd	27.74	28.33	26.56	-	-	-	33.67	29.48	26.99
Sm	5.44	6.25	5.07	-	-	-	6.54	6.40	5.50
Eu	1.51	1.64	1.43	-	-	-	1.12	1.31	1.16
Gd	4.98	6.00	4.90	-	-	-	5.82	6.06	5.07
Tb	0.68	0.91	0.67	-	-	-	0.93	0.99	0.82
Dy	2.97	5.59	3.30	-	-	-	6.29	6.27	5.38
Но	0.50	1.18	0.60	-	-	-	1.37	1.40	1.26
Er	1.44	3.38	1.86	-	-	-	4.13	4.22	3.80
Tm	0.19	0.49	0.27	-	-	-	0.64	0.67	0.58
Yb	1.30	3.26	1.94	-	-	-	4.18	4.58	3.66
Lu	0.19	0.50	0.29	-	-	-	0.62	0.71	0.54
La _N /Yb _N	14.0	5.22	9.01	-	-	-	5.57	4.31	5.34
Eu _N /Eu*	0.89	0.82	0.88	-	-	-	0.56	0.65	0.67
T ⁰ C (zircon)	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: 1–6 – гнейсовидные граниты; 7–31 – равномернозернистые граниты; 32–34 – тоналиты, гранодиориты – включения в равномернозернистых гранитах; 35–39 –тоналиты, трондьемиты; 40–42 – аплиты, гранит-порфиры, дайки; 43–45 – лейкосома гнейсов камчатской и колпаковской серий; 46 – милонит по граниту; 47–56 – сланцы и гнейсы камчатской серии; 57–59 – гнейсы колпаковской серии. Т^оС(zircon) – температуры начальных стадий кристаллизации, определенные на основе равновесия Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983].



Рис. 3.7.11. Диаграмма $K_2O-SiO_2(A)$, Al/(Na+K)-Al/(Na+K+Ca)(B) и CaO/Na₂O-Al₂O₂TiO₂(B) для гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта. Нанесено поле S-гранитов с граничными типами, по: [Sylvester, 1998].

Условные обозначения см. рис. 3.7.10. Буквенными обозначениями даны составы гранитов коллизионных орогенов различного типа, по [Sylvester,1998]: В – Высокий Камень (Европейские герциниды), Б – Бетанга (пояс Лэхлейн, В.Австралия), М – Мосчумандл (Европейские Альпы), Ш – Шиша Пангма (Гималаи). І–IV – серии: І – толеитовая, ІІ – известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шошонитовая



Рис. 3.7.12. Составы биотитов из гранитов, тоналитов, трондьемитов Малкинского поднятия Срединного хребта на диаграммах Al₂O₃–FeO* (*A*), Al₂O₃–MgO (*B*), FeO*–MgO–Al₂O₃ (*B*), MgO–FeO* (*Г*), Поля гранитоидов, по: [Abdel-Rahman, 1994]: А – анарогенных щелочных, Р – высокоглиноземистых S-типа, С – известково-щелочных I-типа. Условные обозначения см. рис. 3.7.10

(рис. 3.7.13, Д). Эти же породы характеризуются повышенными Sr/Y отношениями (59–137).

В целом геохимические характеристики пород первой группы (повышенные La_N/Yb_N и Sr/Y отношения), выделенной как среди гнейсовидных, так и равномернозернистых гранитоидов, а также тоналитов и трондьемитов сближают их с адакитами и высоко-Al тоналитами, трондьемитами, гранодиоритами (ТТГ). Редкоземельные характеристики второй группы гнейсовидных и равномернозернистых гранитоидов сходны с таковыми коллизионных гранитов [Великославинский, 2003] (см. рис. 3.7.13, Γ)

Мультиэлементные спайдер-диаграммы гнейсовидных и равномернозернистых грани-

тоидов 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: [Pearce et al., 1984] (рис. 3.7.14). Спайдер-диаграммы тоналитов, трондьемитов отличаются более глубо-кой Ta-Nb аномалией, более низкими содержаниями Y, Yb и лучше сопоставляются с полем гранитов вулканических дуг, по: (Pearce et al., 1984) (рис. 3.7.12, $\mathcal{Д}$).

На диаграмме С.Д. Великославинского [2003], разделяющей гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, параметры которой включают как петрогенные, так и редкие, и редкоземельные элементы, точки

		~	9	~	6	~	4	4	6	6						4	2	6	0	2	~	~	4	~	~	2	0	
f (0.4	0.4	0.46	0.4	0.50	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	.0.7	0.7	0.6	0.6	0.54	0.52	0.49	0.5(0.6	0.6	0.6	0.64	0.6	0.6	0.73	0.70	6, 17
Al(YI	0.4	0.585	0.598	0.592	0.393	0.501	0.527	0.56	0.493	0.495	0.471	0.454	0.462	0.382	0.391	0.248	0.234	0.421	0.412	0.295	0.274	0.274	0.289	0.310	0.275	0.590	0.567	4/1; 1
Al(IY)	1.244	1.141	1.119	1.117	1.29	1.294	1.263	1.256	1.314	1.295	1.32	1.304	1.297	1.25	1.287	1.168	1.161	1.234	1.237	1.245	1.261	1.281	1.301	1.269	1.257	1.317	1.317	15 - 1
Cym- Ma	7.701	7.109	7.086	7.091	7.709	7.711	7.698	7.686	7.705	7.676	7.705	7.728	7.73	7.677	7.697	7.731	7.742	7.71	7.697	7.73	7.748	7.732	7.744	7.71	7.717	7.745	7.748	1; 14,
К	0.862	0.007	0.005	0.002	0.899	0.869	0.881	0.896	0.9	0.879	0.907	0.917	0.923	0.922	0.938	0.815	0.784	0.917	0.890	0.901	0.909	0.909	0.913	0.896	0.888	0.904	0.905	- 434/
Na	0.055	0.031	0.029	0.023	0.028	0.024	0.02	0.017	0.014	0.021	0.032	0.014	0.011	0.036	0.023	0.047	0.058	0.012	0.015	0.021	0.025	0.024	0.028	0.024	0.033	0.011	0.009	9–13 -
Ca	0.005	0	-0.002	-0.001	0.002	0.005	0.004	0.005	0.013	0.001	0.002	-0.001	0	0.007	0	0.014	0.005	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.007	0.003	0.009	ł26/3;
Mg	1.16	1.218	1.219	1.213	0.886	0.581	0.551	0.538	0.65	0.633	0.628	0.654	0.645	0.829	0.837	1.121	1.19	1.115	1.106	0.861	0.849	0.835	0.819	0.829	0.844	0.610	0.641	5; 8 - 4
Mn	0.009	0.012	0.01	0.013	0.023	0.037	0.035	0.034	0.033	0.031	0.029	0.036	0.036	0.01	0.011	0.013	0.015	0.022	0.019	0.018	0.020	0.017	0.019	0.018	0.017	0.014	0.011	- 422/5
Fe	1.027	1.066	1.034	1.066	1.272	1.56	1.553	1.518	1.438	1.435	1.446	1.492	1.499	1.248	1.265	1.296	1.313	1.063	1.088	1.426	1.454	1.430	1.439	1.401	1.415	1.537	1.527	; 6, 7 -
Cr	0.009	0.004	0.003	0.001	0.003	0.006	0.012	0	0.002	0.012	0.002	0	0.001	0.014	-0.001	0.039	-0.001	0.000	0.020	0.002	0.003	0.004	0.004	0.003	0.008	0.001	0.000	416/1
Al	1.644	1.727	1.717	1.708	1.683	1.795	1.79	1.816	1.808	1.79	1.791	1.758	1.758	1.631	1.678	1.415	1.395	1.655	1.650	1.540	1.534	1.555	1.590	1.579	1.533	1.908	1.884	5); 5 – 39/1
Ti	0.175	0.186	0.19	0.183	0.202	0.129	0.115	0.118	0.161	0.169	0.188	0.162	0.153	0.23	0.233	0.14	0.143	0.161	0.167	0.205	0.211	0.236	0.23	0.228	0.23	0.075	0.084	1.3.7.6
Si	2.756	2.859	2.881	2.883	2.71	2.706	2.737	2.744	2.686	2.705	2.68	2.696	2.703	2.75	2.713	2.832	2.839	2.766	2.763	2.755	2.739	2.719	2.699	2.731	2.743	2.683	2.683	13 таб. 2; 26, 2
Cym- Ma	93.19	85.02	85.51	85.86	95.35	95.16	94.11	94.2	93.92	95.03	93.99	94.54	94.71	94.27	93.91	93.47	93.92	95.50	95.19	96.98	96.45	95.22	96.16	94.99	96.20	94.96	94.82	14/1 (r - 424/2
K ₂ 0	8.84	0.07	0.05	0.02	9.24	8.75	8.79	8.97	9.01	8.92	9.07	9.19	9.26	9.38	9.49	8.22	7.96	9.53	9.26	9.27	9.28	9.19	9.28	9.05	9.08	9.06	9.08	-4 - 4 -25 -
Na ₂ O	0.37	0.2	0.19	0.15	0.19	0.16	0.13	0.11	0.09	0.14	0.21	0.09	0.07	0.24	0.15	0.31	0.39	0.08	0.10	0.14	0.17	0.16	0.19	0.16	0.22	0.07	0.06	цды: 1- 8/1; 2(
CaO	0.06	0	-0.02	-0.01	0.02	0.06	0.05	0.06	0.15	0.01	0.02	-0.01	0	0.08	0	0.17	0.06	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.08	0.04	0.05	нитои 9 – 43
MgO	10.19	10.36	10.47	10.44	7.79	5.01	4.7	4.61	5.57	5.5	5.38	5.61	5.54	7.22	7.24	9.68	10.35	9.91	9.85	7.58	7.42	7.22	7.12	7.17	7.38	5.23	5.50	ые гра : 18, 1
MnO	0.14	0.18	0.15	0.19	0.36	0.56	0.52	0.51	0.5	0.48	0.44	0.54	0.55	0.15	0.17	0.19	0.23	0.34	0.30	0.28	0.30	0.26	0.29	0.27	0.26	0.21	0.17	ценові гоиды
FeO	16.07	16.17	15.83	16.35	19.94	23.98	23.63	23.19	21.95	22.21	22.06	22.81	22.95	19.36	19.52	19.95	20.34	16.85	17.27	22.37	22.64	22.04	22.31	21.59	22.07	23.50	23.36	ннеэо гранит
Cr_2O_3	0.15	0.07	0.05	0.02	0.05	0.09	0.2		0.04	0.19	0.03	0	0.02	0.23	-0.02	0.64	-0.01	0.00	0.03	0.04	0.05	0.07	0.06	0.05	0.14	0.02	0.00	7 – ра іские і
Al_2O_3	18.26	18.58	18.66	18.59	18.72	19.57	19.32	19.68	19.58	19.66	19.39	19.07	19.1	17.96	18.37	15.46	15.34	18.61	18.59	17.14	16.95	17.01	17.49	17.27	16.96	20.70	20.45	<i>te</i> . 1–1 сампан
TiO ₂	3.04	3.13	3.24	3.12	3.52	2.2	1.94	2.01	2.74	2.9	3.19	2.76	2.61	3.96	3.99	2.39	2.47	2.83	2.94	3.57	3.66	4.04	3.97	3.90	3.99	1.28	1.43	<i>1ечани</i> -27 — Б
SiO_2	36.07	36.26	36.89	36.99	35.52	34.78	34.83	35.06	34.29	35.02	34.2	34.48	34.61	35.69	35	36.46	36.79	36.66	36.69	36.15	35.67	35.06	35.00	35.20	35.77	34.31	34.33	<i>Прим</i> /1; 18–
Š		2	\mathfrak{c}	4	Ś	9	\sim	∞	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	13,

Таблица 3.7.7. Анализы (мас.%) биотитов из гранитоидов Срединного хребта и их кристаллохимические формулы



составов гнейсовидных и равномернозернистых гранитоидов располагаются в поле коллизионных гранитов, а точки составов тоналитов, трондьемитов – на границе поля коллизионных и островодужных гранитов (рис. 3.7.15, *A*). На диаграмме Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] Rb– Y+Nb большая часть составов гранитов, тоналитов и трондьемитов попадает в поле гранитов вулканических дуг и лишь частично – в поле синколлизионных гранитов (рис. 3.7.15, *Б*). Граниты отличаются в целом более высокими содержаниями Rb, что характерно для синколлизионных гранитов.

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

Петрографический состав и петрохимические характеристики большей части гранитов Малкинского поднятия Срединного хребта (высокие содержания SiO₂, наличие слюд и граната в составе пород, соотношение в них коэффициента глиноземистости ASI и SiO₂, FeO^{tot}+MgO+TiO₂



и SiO₂, Al₂O₃/TiO₂ и CaO/Na₂O) показывают их сходство с гранитами S-типа [Chappell, White, 1992]. Наличие цирконов с унаследованными (докембрийскими) ядрами кристаллов для позднемеловых гнейсовидных гранитоидов также подтверждает это сходство.

Граниты S-типа обычно рассматривают как результат частичного плавления (анатексиса) метаосадочного корового протолита либо в результате повышенного радиоактивного распада и разогрева при образовании аномально утолщенной коры (> 50 км) коллизионных систем, либо в результате деламинации литосфе-



Рис. 3.7.14. Спайдер-диаграммы элементовпримесей, нормированных на ORG, гнейсовидных гранитов (A, E), равномернозернистых гранитов (B, Γ) и тоналитов, трондьемитов (\mathcal{I})

Поля: 1 – синколлизионных гранитов, по: [Pearce et al., 1984]; 2, 3 – гнейсовидых гранитов: 2 – с первым типом распределения РЗЭ, 3 – со вторым типом распределения РЗЭ; 4, 5 – равномернозернистых гранитов: 4 – с первым типом распределения РЗЭ, 5 – со вторым типом распределения РЗЭ; 6 – спектры тоналитов, трондьемитов; 7 – гранитов вулканических дуг, по: [Pearce et al., 1984]

ры и поступлении в основание коры горячей астеносферной мантии в постколлизионных условиях [Розен, Федоровский, 2001; Harris, Massey, 1994; Patino Douce et al., 1990; Patino Douce, Harris, 1998; Sylvester, 1998, и др.]. Высокоглиноземистый характер гранитов Срединного хребта предполагает, что их источником должны быть метаосадные толщи, однако геохимические данные показывают, что картина более сложная.

Спектры распределения РЗЭ гнейсовидных гранитов показывают, что среди них можно выделить две группы пород, которые могли об-



Рис. 3.7.15. Диаграммы С.Д. Великославинского [2003], разделяющая гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования (*A*) и Rb–(Y+Nb) (*Б*)

 F_1 и F_2 – дискриминантные функции, включающие как петрогенные, так и редкие, и редкоземельные элементы: $F_1 = 196.203 \text{ SiO}_2 + 753.953 \text{ TiO}_2 + 481.96 \text{ Al}_2 \text{ O}_3 + 92.66 \text{ FeO}^* + 521.5 \text{ MgO} + 374.566 \text{ CaO} + 7.571 \text{ Na}_2 \text{ O}_584.778 \text{ K}_2 \text{ O}_2 + 0.379 \text{ Ba}_2 \text{ O}_399 \text{ Sr}_2 \text{ O}_{-733} \text{ Rb}_{-0.429} \text{ La}_{-3.33} \text{ Ce}_{-5.242} \text{ Nd}_{+10.56} \text{ Sm}_{-19823.8};$

 $F_2 = 1292.96 \text{ SiO}_2 + 4002.66 \text{ TiO}_2 + 1002.231 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1297.136 \text{ FeO}^* + 262.067 \text{ MgO} + 1250.78 \text{ CaO} + 1923.41 \text{ Na}_2\text{O} + 1009.287 \text{ K}_2\text{O} + 0.3634 \text{ Ba} - 0.325 \text{ Sr} - 0.701 \text{ Rb} - 0.8015 \text{ La} - 3.347 \text{ Ce} - 2.68 \text{ Nd} + 10.11 \text{ Sm} - 126860.0$

разоваться за счет частичного плавления различных по составу источников.

Кампанские гнейсовидные граниты (крутогоровский 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, а также тоналитов, трондьемитов, обычно характерны для таких пород как высокоглиноземистые ТТГ и адакиты. Их происхождение связывают с частичным плавлением мафического субстрата, при котором гранат и (или) роговая обманка являются реститовыми фазами, однако геодинамические условия, в которых реализуется этот процесс, представляются различными (см. сводки в работах [Туркина, 2002; Condie, 2005; Drummond et al., 1996; Martin et al., 2005] 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 гранат-содержащих низкоглиноземистых–умеренно-глиноземистых позднемеловых гранитов комплекса метаморфических ядер Уиппл Маунтэйн, Юго-Восточная Калифорния [Anderson, Cullers, 1990]).

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 [1995] о присутствии граувакк в составе пород колпаковской серии, которую прорывают 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 Еu-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 [Crawford, Windley, 1990]. 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 [Sylvester, 1998] расположены между средним составом граувакки, сланца и составом расплава, полученного при плавлении псаммитового источника (рис. 3.7.16). Метаосадочный характер протолита гнейсовидных гранитоидов этой группы подтверждается сходством спектров распределения РЗЭ гранитоидов и вмещающих гнейсов колпаковской серии (см. рис. 3.7.13).

Раннезоценовые равномернозернистые граниты. Среди равномернозернистых гранитов

по распределению РЗЭ и соотношению Sr и Ү также выделяются две группы пород: с высокими La_N/Yb_N и Sr/Y отношениями и с низкими $La_N/\hat{Y}b_N$, $\hat{S}r/Y$ отношениями и отчетливо проявленной отрицательной Еи-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. 3.7.13). 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 больший разброс в суммарном количестве РЗЭ в отличие от гнейсовидных гранитов с подобным спектром распределения (см. рис. 3.7.13). 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, образовалась при частичном плавлении метапелитового протолита, что подтверждается сходством спектров распределения РЗЭ гранитов и вмещающих метатерригенных пород камчатской серии. По данным И.А. Тарарина [1988], первичные породы этой серии представляли собой глины с редкими прослоями от полимиктовых до аркозовых песчаников. Вариации 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. 3.7.16).

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). Мафический протолит предполагается и для тоналитов, трондьемитов.

Sm-Nd изотопные данные, полученные для части кампанских и раннеэоценовых гра-



Рис. 3.7.16. Диаграмма Rb/Ba–Rb/Sr для гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта, по: [Sylvester, 1998]

Нанесены точки составов гранитоидов, для которых предполагается метаосадочный протолит. *1* – гнейсовидные граниты; *2* – равномернозернистые граниты; *3* – лейкосома гнейсов колпаковской серии; *4* – милонитизированные двуслюдяные граниты; *5* – сланцы и гнейсы камчатской серии; *6* – гнейсы колпаковской серии; *7*–*9* – средние составы: 7 – базальта, *8* – граувакки, *9* – сланца; *10*, *11* – составы расплавов, полученные при плавлении: *10* – псаммитового и *11* – пелитового источника. Пунктирная линия разграничивает бедные (I) и богатые (II) глиной источники

нитоидов Малкинского поднятия, позволяют предполагать разный характер источников гранитоидов в области выплавления гранитов: метабазитовый (первично мантийный) и метаосадочный (коровый), или короткую коровую предисторию. Они имеют как положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ – от 0.81 до 4.54, так и отрицательные – от -0.36 до -9.21 (табл. 3.7.8). Последние частично перекрываются с отрицательными значениями є_м(Т) для вмещающих метатерригенных пород от - -1.63 - -3.2. При этом модельные $T_{\rm DM}$ возрасты гранитов изменяются от 796 до 1641 млн лет, а $T_{\rm DM}$ возрасты вмещающих пород – от 1033 до 1659 млн лет. Единичная оценка величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения для образца 427/1 (0.7063) находится в интервале значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, характерных для вмещающих пород – от 0.7055 до 0.7079.

Кампанский этап гранитообразования. По мнению А.И. Ханчука [1985] образования колпаковской серии являются метаморфизо-

ванными отложениями аккреционной призмы; наблюдения А.В. Соловьева, А.Б. Кирмасова и Дж.К. Хоуригана подтверждают это мнение, а проведенное датирование терригенного протолита указывает на его меловой возраст [Ханчук, 1985; Hourigan et al., 2009]. 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 аккреционных призмах, как на примере Камчатки, так и других районов Тихоокеанской окраины, до сих пор остаются слабо изученными. Как показано в разделе 3.5, Х. Шинджо [Shinjoe, 1997] объясняет появление аккреционных гранитоидов в результате частичного плавления осадочного вещества аккреционной призмы Шиманто в ее основании под действием тепла, поступающего от высокотемпературной

	$^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr}$								0.706303			0.705465	0.707947	0.706226	0.707372	0.706764	2
	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1	1						1.86843	,	ı	1.05328	1.48282	0.43963	0.86291	0.85936	
-	Sr. l/T								235.7			229.1	281.5	353.3	258.7	286.0	
	Rb. Γ/T	ı	ı						152.2	ı	ı	83.41	144.2	53.68	77.16	84.96	Ľ
	T DM (_{MJH})	1641.25	796.049	966	1469	841	790	933	803.93	895.054	992.541	590.366	1659.72	1033.37	1193.88	1234.82	
	$\epsilon Nd(T)$	-0.03	1.21	-1.78	-9.21	4.54	2.77	0.81	-0.36	1.59	0.85	1.28	-3.2	-1.63	-3.16	-3.1	
	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512623	0.51266	0.512547	0.512166	0.512871	0.512780	0.512658	0.512589	0.512687	0.51265	0.512644	0.512457	0.512527	0.51245	0.512454	-
J	147 Sm/ 144 Nd	0.164673	0.119534	0.121172	0.111506	0.162844	0.141955	0.133017	0.10699	0.134565	0.136669	0.08254	0.15001	0.12158	0.12417	0.12764	
	Nd. r/T	4.541	19.331	9.925	24.913	4.097	24.838	13.840	28.05	33.57	19.81	31.04	12.37	29.57	28.89	31.21	
	Sm. r/T	1.237	3.822	1.990	4.596	1.104	5.833	3.046	4.966	7.473	4.480	4.238	3.070	5.948	5.934	6.591	
	описание	Ві-Ми гранит	то же	трондьемит	Ві-Ми гранит	Ми гранит с Gar	Ві-Ми гранит	Bi-Mu гранит с Hb	Ві-Ми гранит	гнейсовидный гранит	то же	то же	Ві сланец	Ві сланец с Gar	Ві-Ми сланец с Gar	то же	Λ
	No6p.	M-437/4*	M-416/1*	M414/1*	02JH1111*	05ML3/1*	04AS69*	M0041/1*	M-427/1	M-424/2*	M-439/1*	M-438/1	M-445/1	M 439/2	M 422/1	M 415/1	

КИ
нат
am
a K
e0T
xbe
010
ННС
ИЦ
Cpe
) КИ
ITRI
Ц
ПΟ
KOD
IHC
JIK
Ma.
DB]
ШU
þdc
aMG
лет
ИИ
IOB
био
ГИН
pa
3a I
ИШ
ана
υLO
THC
IOTO
ИЗС
ΡŊ
Ë
EI S
гат
VJIB'
^{c3}
8. F
3. 7.
ja Š
лт,
Tab

Примечание. Химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионнообменных колонках по описанной ранее методике. Бланки (холостой опыт) во время проведения анализов не превышали 0.01 и 0.2 нг для Rb и Sr, и 0.05 нг для Sm и Nd. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ) в статическом режиме. Для нормализации использовались значения ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.375209 и ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Величина измеренных международных стандартов соответствовала: JNdi-1 - $^{143}Nd^{/144}Nd = 0.512107\pm4$; NBS-987 - $^{87}Sr^{/86}Sr = 0.710225\pm13$ андезитовой магмы, образованной при частичном плавлении водосодержащего перидотита в преддуговой области. При этом имеет место смешение дериватов андезитового и гранитного расплавов и некоторое фракционирование полученного расплава.

Одни авторы [Stein et al., 1992] 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.

Другие авторы [Charvet et al., 1990] считают, что гранитоиды аккреционной призмы Шиманто являются постколлизионными и выплавляются примерно через 2 млн лет после коллизии Северо-Филиппинского блока и Юго-Западной Японии.

Дж. Маеда и Х. Кагами [Maeda, Kagami, 1996] связывают по времени проявление гранитоидного магматизма позднемеловой-раннепалеоценовой аккреционной призмы Хидака 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. Аккретированный осадочный материал был метаморфизован до гранулитовой фации и частично испытал анатексис с образованием гранитных магм [Maeda, Kagami, 1996]. Образовавшиеся при этом тоналитовые магмы кристаллизуются в виде тоналитовых плутонов, имеющих как характеристики высокоглиноземистых гранитов S-типа, так и низкоглиноземистых гранитов I-типа [Osanai et al., 2006].

В случае позднемеловых гнейсовидных гранитов Срединного хребта Камчатки возникает вопрос: какое термальное событие привело к выплавлению гранитного расплава? Первый вариант – это андерплейтинг 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 и другими [Maeda, Kagami, 1996; Stein et al., 1992, 1994; Schwartz et al., 2008] – это погружение океанического хребта под Камчатскую окраину, образование мантийного окна, разогрев основания аккреционной призмы и выплавление гранитов.

Однако геологических доказательств существования такого океанического хребта пока нет. В любом случае 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 получаются тоналитовые и трондьемитовые расплавы [Rapp, Watson, 1995].

Раннеэоценовый этап гранитного магматизма – формирование равномернозернистых гранитов – совпадает по времени с коллизией Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии. Датировки цирконов из равномернозернистых 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 ~52±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 равномернозернистых гранитов и эксгумацией метаморфитов и гранитоидов на поверхность составляет не более 2 млн лет [Соловьев, 2008; Шапиро и др., 2008]. В то время как в термальных и петрологических моделях П. Ингланда, Б. Томсона [England, Thomson, 1984] или А. Патино Дусе с соавторами [Patino Douce et al., 1990] показано, что для образования лейкогранитов в результате частичного плавления метапелитов в коллизионных системах (Гималаи, пояс Севьер, Северная 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 [1990], 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) [Johnson et al., 1999]. По данным С.Е. Джонсона и др. [Johnson et al., 1999, 2002] коллизия произошла 110 млн лет назад, возраст наиболее ранних плутонов составляет 108±1.8 млн лет, а в целом внедрение плутонов происходило в течение 4.4 млн лет по данным U-Pb SHRIMP-датирования.

Возможно, что образование гранитной магмы, давшей начало равномернозернистым 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 [Harris, Massey, 1994], 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 надвиго- или сдвигообразования. За счет этого механизма авторы [Abdel-Rahman, 2001] объясняют формирование неогеновых лейкогранитов Моли Мэй, прорывающих Береговой плутонический комплекс, Британская Колумбия, Северная Америка. Численное моделирование данного процесса приведено в работах [Nabelek, Liu, 1999; Nabelek et al., 2001] на примере протерозойских позднеорогенных лейкогранитов Харни Пик, Южная Дакота (Транс-Гудзонская орогения). Показано, что в области надвигания могут происходить повышение температур до 700°С и более и образование небольших порций гранитного расплава в результате дегидратационного плавления пелитового протолита и его перемещение 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 работах [Кирмасов и др., 2004; Соловьев, 2008, Hourigan et al., 2009]). 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 [Ханчук, 1993, Соловьев, 2008]. Эти отложения, послужившие в дальнейшем протолитом для образований колпаковской серии (по мнению, А.И. Ханчука [1985] и наблюдениям ряда авторов [Соловьев, 2008, Hourigan et al., 2009]), примерно 78–80 млн лет назад они 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 [Коваленко, 2003; Константиновская, 2003; Шапиро, 1995]. В реликтовом бассейне между окраиной и дугой продолжается терригенное осадконакопление (верхние горизонты хозгонской свиты) до ~ 55 млн лет назад [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009], 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 районе Андриановской сутуры (см. рис. 3.7.1) [Кирмасов и др., 2004]. 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 и умеренных давлений, охвативший нижнюю часть коллизионной зоны, а также к выплавлению гранитов [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009] (рис. 3.7.17). Это событие произошло



Рис. 3.7.17. Позиция раннезоценовых гранитоидов в термотектонической эволюции комплексов Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки, с изменениями, по: [Hourigan et al., 2009]. График построен по геохронологическим и термохронологическим данным

52±2 млн лет назад. Согласно U-Pb SHRIMP датировкам цирконов в это же время происходят мигматизация, частичное плавление и внедрение равномернозернистых гранитов. Максимальная температура метаморфизма, охватившего глубинные уровни коллизионной структуры, достигала 660-675°С [Ханчук, 1985; Тарарин, 2008; Hourigan et al., 2009], a температура мигматизации составляла 620-650°С [Тарарин, 2008]. Температура начальных стадий кристаллизации гранитов и лейкосомы мигматитов колпаковской и камчатской серий, определенная на основе равновесия [Watson, Harrison, 1983] (см. табл. 3.7.6), фиксирующего зависимость степени насыщения расплава цирконом от температуры и состава расплава, показывают, что мигматизация и выплавление части гранитов (T = 640-675°C) могли происходить на пике метаморфизма. Однако для гранитов определены и более высокие температуры кристаллизации до 804°С, а для тоналитов,

трондьемитов они составляют 740–815°С. Очевидно, что необходим дополнительный привнос тепла, чтобы обеспечить выплавление соответствующих гранитоидных расплавов.

Такой быстрый прогрев был бы невозможен только в результате кондуктивного переноса тепла из нижней коры в терригенные отложения и вулканиты, 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. 3.7.18) [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]. В последние годы на многочисленных примерах было показано, что в коллизионных зонах такой подъем происходит при так называемом «отрыве слэба» («slab breakoff») [Atherton, Ghani, 2002; Davies, von Blankenburg, 1995]. Геологическими при-



Рис. 3.7.18. Геодинамическая схема формирования гранитоидов в зоне коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии (около 52 млн лет назад) (А) и позиция раннеэоценовых гранитоидов в термотектонической эволюции комплексов Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки, с изменениями, по: [Hourigan et al., 2009] (Б)

А: 1 – литосферная мантия; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – кора энсиматической островной дуги; 5 – терригенные отложения; 6 – вулканогенные образования; 7 – гранитоиды и интрузивы норит-кортландитовой формации; 8 – разрывы (а – главные, б – второстепенные); 9 – восходящие мантийные потоки

знаками, свидетельствующими о проявлении мантийного магматизма в рассматриваемом районе в раннеэоценовое время, являются внедрения роговообманковых базитовых или норит-кортландитовых интрузий и даек с возрастом 49.2±2.7–49.16±0.29 (Rb-Sr метод) в метаморфические толщи северной и южной частей Малкинского поднятия (Шанучский и Дукукский рудные узлы с медно-никелевым оруденением) [Степанов, Трухин, 2007] и кортландит-габброидных массивов с возрастом 50.8±1.4 млн лет (U-Pb метод) в южной части Малкинского поднятия (Квинумское рудное поле с медно-никелевым оруденением) [Тарарин и др., 2007].

Выводы

1. В пределах метаморфических толщ Малкинского поднятия Срединного хребта различаются два типа гранитов: гнейсовидные и равномернозернистые с возрастом около 78–80 (кампан) и 52±2 млн лет (ранний эоцен) (U/Pb SHRIMP метод) соответственно. Гнейсовидные граниты сопоставляются с гранитами крутогоровского 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 большей части гнейсовидных и равномернозернистых гранитов (высокие содержания SiO_2 , наличие мусковита и граната в составе пород, соотношение в них ASI и SiO_2 , $FeOt+MgO+TiO_2$ и SiO_2 , Al_2O_3/TiO_2 и $CaO/Na_2O)$ показывают их сходство с гранитами S-типа. Однако наличие среди гранитоидов высокоглиноземистых ТТГ с высокими значениями отношений La/Yb и Sr/Y, которые образуются при частичном плавлении мафического или грауваккового протолита, позволяет сравнивать гранитоиды Срединного хребта с Кордильерскими S-гранитами (Cordilleran Interiror peraluminous granites [Patino Douce, 1999]).

3. Геохимические данные позволяют предполагать, что при формировании гнейсовидных, равномернозернистых гранитов и тоналитов, трондьемитов в позднемеловое и раннеэоценовое время соответственно в процесс плавления вовлекаются два типа источника: метабазитовый и метаосадочный (как обедненный, так и обогащенный метапелитовым компонентом).

4. 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 в результате андерплейтинга мафического материала в ее основание. Частичному плавлению могло подвергаться как осадочное вещество аккреционной призмы, так и включенные в нее фрагменты океанической коры (верхняя базальтовая часть).

5. 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. выплавление гранитов происходит на пике метаморфизма. Аномально быстрый прогрев коры, возможно, был связан с подъемом астеносферных масс в результате отрыва слэба Евразиатской плиты, погружавшейся под Ачайваям-Валагинскую дугу.

3.8. Адакитовый магматизм

В разделах 3.1–3.5 была дана характеристика аккреционного (преддугового, околожелобового) магматизма, который имеет место во фронтальных частях палеоостроводужных систем на примере Эконайского террейна Корякского нагорья, Вахталкинского блока Ганальского хребта Восточной Камчатки, террейнов Чугач, Принс Вильям Юго-Западной Аляски и Японии [Крылов, 1986; Крылов, Лучицкая, 1999; Лучицкая, 2001, 2002; Hill et al., 1981; Pavlis et al., 1988; Barker et al., 1991; Barnett et al., 1994; Harris et al., 1996; Stein et al., 1992; Maeda, Kagami, 1996; Shinjoe, 1997; Farris et al., 2006; Osanai et al., 2006; Cole et al., 2006; Ayuso et al., 2009, Farris, 2010].

Другим типом магматизма, занимающим сходную структурную позицию, является адакитовый магматизм, проявления которого установлены и детально описаны для многих

участков Тихоокеанского кольца (рис. 3.8.1) за последнее десятилетие 20-го века и начало нынешнего (см. сводки в работах [Туркина, 2002; Drummond et al., 1996; Martin, 1999, 2003, 2005; Scaillet, Prouteau, 2001; Defant, Kepezhinskas, 2001; Best, Christiansen, 2001; Condie, 2005; Xiong et al., 2005; Moyen, Stevens, 2006; Richards, Kerrich, 2007; Щипанский, 2008] и литературу в них). Однако в вопросах петрогенезиса адакитов и взаимоотношения адакитового и типичного известково-щелочного островодужного магматизма еще нет полной ясности.

Термин «адакит» стал широко использоваться в геологической литературе после выхода работы [Defant, Drummond, 19906], где адакиты рассматриваются как вулканические или интрузивные породы кайнозоя, имеющие специфические геохимические характеристики (см. ниже). Надо отметить, что в более ранней работе того же года [Drummond, Defant, 1990a] термин «адакит» еще авторами не употребляется, а дается подробная характеристика высокоглиноземистого типа тоналитов, трондьемитов, дацитов (ТТД) широкого возрастного диапазона, от архея до кайнозоя, и предлагается модель происхождения такого типа пород. М. Дефант, М. Драммонд, П. Кепежинскас [Defant, Drummond, 1990; Drummond et al., 1996] orмечают также, что впервые термин «адакит» был применен в работе [Кау, 1978]. Однако в ней идет речь о высокомагнезиальных андезитах острова Адак Алеутской островной дуги и слово «адакит» в работе отсутствует, следовательно, авторами термина следует считать М. Дефанта и М. Драммонда [Defant, Drummond, 1990]. По-видимому, они использовали данное географическое название «адакит» (производное от названия острова Адак), придав ему генетический смысл, так как в работе [Кау, 1978] показано, что в формировании высокомагнезиальной андезитовой магмы большую роль играют расплавы, образующиеся при плавлении материала субдуцирующей океанической плиты. Именно эта модель плавления океанической коры в определенных условиях была впоследствии детально разработана М. Дефантом, М. Драммондом, П. Кепежинскасом [Defant, Drummond, 1990; Drummond et al., 1996] для объяснения генезиса высокоглиноземистых ТТД и адакитов (см. ниже).

Тектоническая позиция. Адакитовый магматизм широко развит в обрамлении Тихо-



Рис. 3.8.1. Места проявления адакитового магматизма на активной окраине Тихого океана (по: [Martin, 1999], с дополнениями)

Цифры в кружках: 1 – о-в Адак, Алеутские острова [Кау, 1978], 2 – Южная Аляска [Harris et al., 1996], 3 – Каскадные горы [Defant, Drummond, 1993], 4 – Южная Калифорния (о-в Санта Каталина) [Sorensen, Barton, 1987], 5 – Северо-Западная Мексика [Bourgois, Michaud, 2002], 6 – Коста-Рика и Панама [Defant et al., 1991, 1992; Johnson, Thorkelson, 1996], 7, 8 – Эквадор и Перу [Arculus et al., 1999; Beate et al., 2000; Garrison et al., 2000; Bourdon et al., 2002, 2003; Samaniego et al., 2002], 9–12 – Чили [Kay et al., 1993; Bourgois et al. 1996; Morris, 1998; Guivel et al., 1999, 2000, 2003; Sigmarsson, Shmeleff, 2000; Kramer, Seifert, 2000; Stern, Kilian, 2000; Kilian, Stern, 2002], 13 – Папуа Новая Гвинея [Smith et al., 1979], 14, 15 – Филиппины [Maury et al., 1996; Prouteau et al., 1999; Castillo et al., 1999; Polve et al., 2003], 16 – Юго-Западная Япония [Kimura et al., 2000; Kimura, Stern, 2002; Hanyu, Tatsumi, 2002; Tatsumi, Furukawa, 2003], 17 – Северо-Восточная Япония [Tsuchiya, Kanisawa, 1994; Tsuchiya et al., 2000, 2003], 18, 19 – Камчатка [Kepezhinskas et al., 1996, 1997; Khanchuk et al., 2000], 20 – Новая Зеландия [Reay, Parkinson, 1997; Stevenson et al., 2003], 21 – дуга Тонга [Fallon et al., 2008]

го океана – Анды, Северо-Восточная и Юго-Западная Япония, Филиппины, Камчатка – как в островных дугах, так и на Андийской окраине (см. рис. 3.8.1). При этом его тектоническая позиция может быть различной по отношению к известково-щелочному магматизму осевых частей островных дуг или Андийской окраины. Изначально в работе [Drummond, Defant, 1990а] она рассматривалась как преддуговая (рис. 3.8.2). Авторы отмечали, что, при условии угла наклона зоны субдукции в 45°, фронт ТТД (адакитового) магматизма должен находиться примерно в 80 км от желоба, в то время как фронт известково-щелочного вулканизма – в 100–120 км от него. Таким образом, фронт ТТД (адакитового) магматизма выдвинут на 40 км в сторону океана относительно осевой части дуги, в которой проявляется известковощелочной магматизм.

В работах [Кереzhinskas et al., 1996, 1997; Кhanchuk et al., 2000] показано, что адакиты встречаются в продуктах вулканизма единой неоген-четвертичной Курило-Камчатской островной дуги, но в разных ее сегментах: северном и южном (рис. 3.8.3), а в центральном сегменте отсутствуют, что связывают с



Рис. 3.8.2. Взаимоотношение известково-щелочного и ТТД магматизма в системе окраинное мореостровная дуга, по: [Defant, Drummond, 1990a]

различным возрастом погружающейся в зоне субдукции океанической коры. Для гор Китаками Северо-Восточной Японии отмечается присутствие пород адакитового и известковощелочного состава в едином зональном плутоне: первых - в его центральной части, вторых – в периферийных частях (рис. 3.8.4) [Tsuchiya, Kanisawa, 1994; Tsuchiya et al., 2000; 2003, 2005]; в вулканическом центре Каямбе, Эквадор, породы известково-щелочного состава слагают основание вулканического конуса, а адакитового – его верхушку [Samaniego et al., 2002]. На примере Центрального Чили было показано [Gutcher et al., 2000], что адакитовый магматизм может проявляться и в «задуговой» обстановке. В этом случае он частично перекрывается по времени с известково-щелочным вулканизмом андийской окраины, но в целом проявлен позже, фронт адакитового магматизма более широкий, чем в случае известковощелочного вследствие выполаживания зоны субдукции, и расположен глубже в сторону континента [Gutcher et al., 2000] (см. ниже).

В последнее время появились данные о связи адакитового магматизма с тектоническими обстановками, в которых он ранее не был описан, вне связи с процессами субдукции, – это обстановки трансформных океанических разломов [Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003] и коллизии континент–континент [S.-L.Chung et al., 2003a, б].

Возраст адакитов. В обрамлении Тихого океана он преимущественно неоген-четвертичный, за исключением ранне-, позднеюрских адакитов Северного Чили (Анды, [Kramer, Seifert, 2000]) и раннемеловых адакитов гор Китаками (Северо-Восточная Япония, [Tsuchiya, Kanisawa, 1994; Tsuchiya et al., 2000; Tsuchiya et al., 2003]).

Особенности состава. Адакиты представляют собой преимущественно вулканические породы среднего-кислого (андезитового, дацитового, риолитового) состава, реже – трахиты [Kramer, Seifert, 2000; Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003], есть гранитоиды с адакитовыми характеристиками [Tsuchiya, Kanisawa, 1994; Tsuchiya et al., 2000; Tsuchiya et al., 2003; Bourgois et al., 1996]. В последнее время среди палеозойских гранитоидов Урала также выделяются тоналиты, трондьемиты, гранодиориты, имеющие адакитовые характеристики [Веа et al., 1997; Зинькова, 2001; Зинькова, Ферштатер, 2008], а в юго-восточной части Балтийского щита среди образований позднеархейской гранит-зеленокаменной области найдены риолиты с адакитовыми характеристиками [Puchtel et al., 1999; Samsonov et al., 2003].

Для адакитов характерны содержания $SiO_2 \ge 56\%, < 3\%$ MgO (редко выше 6%), $\ge 15\%$ Al₂O₃,



Рис. 3.8.3. Места проявления адакитового магматизма в неоген-четвертичном Восточно-Камчатском вулканическом поясе, по: [Кереzhinskas et al., 1997]



Рис. 3.8.4. Распределение меловых плутонических пород в горах Китаками (A) и схематическая иллюстрация меловой зоны субдукции в районе Китаками (Б), по: [Tsuchiya, Kanisawa, 1994] высокие содержания Na₂O (3.5-7.5%), K₂O/Na₂O ≈ 0.5 , высокий Mg# (≈ 0.51), Ni (24 г/т), Cr (36 г/т) превышают таковые в типичных известково-щелочных магмах (8 и 5 соответственно), однако они имеют такие же отрицательные аномалии Na, Nb, Ti, как и известковощелочные магмы [Defant, Drummond, 1990; Drummond et al., 1996; Martin, 1999; Scaillet, Prouteau, 2001; и др.]. Адакиты имеют высокие содержания Sr (>400 г/т вплоть до 2000 г/т) и сильно фракционированные спектры P3Э с очень низкими содержаниями тяжелых P3Э

(Yb \leq 1.8), также характерны низкие содержания Y (\leq 18 г/т). В связи с этим наиболее яркими геохимическими чертами адакитов являются высокие отношения Sr/Y и La/Yb (>10) (рис. 3.8.5, 3.8.6).

Такие геохимические черты предполагают, что при образовании адакитов имело место частичное плавление мафического источника, при этом в рестите присутствуют гранат и (или) роговая обманка. О связи источника адакитов с базальтовым материалом океанической коры говорят и данные изотопии; показано,



Рис. 3.8.5. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ архейских высокоглиноземистых ТТД (1), кайнозойских адакитов (2), фанерозойских адакитов и высокоглиноземистых ТТД (3). Спектры построены по средним составам, приведенным в работе [Drummond et al., 1996]



Рис. 3.8.6. Диаграммы (La/Yb)_n-Yb_n [Martin, 1986] (*A*) и Sr/Y-Y [Drummond, Defant, 1990] (*Б*), показывающие разницу между адакитами и породами известково-щелочной серии

что адакиты имеют величины изотопов Sr, Nd, Pb, Li, сходные с таковыми для базальтов COX [Kepezhinskas et al., 1997; Tomascak et al., 2000].

Многими авторами (см. сводки в работах [Drummond et al., 1996; Seixas et al., 1998; Martin, 1999; Martin et al., 2005; Smities, 2000; Scailler, Prouteau, 2001; Sheppard et al., 2001; Condie, 2005; Moyen, Stevens, 2006]) отмечается, что адакиты имеют большое сходство с архейскитоналит-трондьемит-гранодиоритовыми ΜИ сериями (ТТГ), что часто рассматривается как свидетельство действия механизмов тектоники плит в архее [например, Щипанский, 2008]. Однако в работе [Smities, 2000] подробно рассматриваются определенные отличия, например, в содержаниях SiO₂ и Mg# адакитов и архейских ТТГ и делается вывод, что они не являются полными аналогами, для архейских ТТГ предлагается модель плавления базальтового материала в основании утолщенной коры в водных условиях.

Различия и сходство докембрийских, фанерозойских ТТГ и адакитов также детально рассматривается в работах [Condie, 2005, 2008] (табл. 3.8.1), подтверждается вывод Р. Смитис [Smities, 2000], что архейские ТТГ выплавляются из мафического материала в низах утолщенной коры, в отличие от адакитов, представляющих собой расплавы, образованные при плавлении пород погружающейся океанической коры. Утолщение коры К. Конди связывает с образованием мощных океанических плато на рубежах в 2.7 и 1.9 млрд лет под действием большого количества плюмов, «бомбардирующих» основание литосферы [Condie, 2005], частичное плавление в низах этих плато и вызывало образование ТТГ. Различия между адакитами и докембрийскими ТТГ также показаны в работах [Туркина, 2000, 2002, 2005].

Э. Мартин с соавторами [Martin, Moyen, 2003, Martin et al., 2005] выделяет две разновидности адакитов: 1) более кремнеземистые $(SiO_2 > 61\%)$, с более низким отношением La/Yb (среднее 14.4) и содержанием Sr <1100; 2) менее кремнеземистые $(SiO_2 < 60\%)$, с более высоким отношением La/Yb (среднее 29.32) и содержанием Sr > 1000. Адакиты первой группы имеют большое сходство с TTД с возрастом <3.0 млрд лет, а адакиты второй группы сходны с санукитоидами. Название «санукитоиды» – производное от «санукиты», которые представляют собой вулканические афировые высокомагнезиальные породы неогенового вулканического

фронта Сетуши (Setouchi) Японии [Tatsumi et al., 2003]. Санукитоиды по разным представлениям являются: посттектоническими высокомагнезиальными гранитоидами архейских кратонов [Bibikova, 2003; Самсонов и др., 2004]; позднеархейскими высококалиевыми и высокомагнезиальными дериватами мантийных магм; архейскими плутоническими и вулканическими породами с повышенным Mg#, высокими содержаниями Ni, Cr, литофильных элементов [Shirey, Hanson, 1984]. B pafore [Condie, 2008] подчеркивается, что при смене архейского ТТГ магматизма на известково-щелочной после 2.5 млрд лет имел место кратковременный период в конце архея (2.6-2.5 млрд лет), когда преимущественно формировались санукитоиды.

Модели происхождения адакитов. Модели должны, прежде всего, учитывать их специфические геохимические черты, о которых шла речь выше. Все исследователи сходятся на том, что адакиты представляют собой продукт частичного плавления мафического источника, при котором гранат и (или) роговая обманка являются реститовыми фазами, однако геодинамические условия, в которых реализуется этот процесс, представляются различными. Наиболее распространенной является модель плавления в зоне субдукции молодой (по разным оценкам с возрастом ≤ 25 млн лет [Defant, Drummond, 1990; Розен, Щипанский, 2007], ≤ 20 млн лет [Martin, 1999] и ≤ 5 млн лет [Gutcher et al., 2000], <30 млн лет [Moyen, Stevens, 2006] (для архейских ТТГ, сходных с адакитами)) и горячей океанической коры, впервые предложенная М. Дефантом и М. Драммондом [Defant, Drummond, 1990; Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996]. Этой же модели придерживаются Э. Мартин [Martin, 1999] и многие другие. Дж.-Ф. Мойен [Moyen, 2009] с этой моделью связывает образование только высококремнеземистых адакитов. При условии погружения в зоне субдукции молодой и горячей океанической коры достигаются достаточные Р-Т-условия для плавления океанической плиты до момента ее дегидратации и образуются высокоглиноземистые ТТД и адакиты (рис. 3.8.7). В этом случае фронт ТТД или адакитового магматизма выдвинут в сторону океана относительно фронта известковощелочного магматизма [Drummond, Defant, 1990] (см. рис. 3.8.2).

Многие авторы [Drummond et al., 1996; Martin, 1999; Scaillet, Prouteau, 2001 и др.] от-

		Тоналиты-трондъемит-гранодиориты											
Компонент	А	рхей	Протерозой	Фанерозой									
	ранний	поздний											
SiO ₂	70.40	68.30	67.30	65.90	62.43								
TiO,	0.31	0.42	0.47	0.47	0.67								
Al ₂ O ₂	15.20	15.50	15.80	16.50	17.05								
FeO	2.79	3.42	4.04	4.11	3.99								
MgO	0.96	1.39	1.48	1.67	3.31								
CaO	2.74	3.26	3.42	4.36	6.53								
Na ₂ O	4.71	4.51	4.33	4.00	4.25								
K,0	2.22	2.20	2.30	2.14	1.42								
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.14	0.12	0.26								
MnO	0.06	0.07	0.08	0.09	0.08								
Сумма	99.49	99.21	99.36	99.36	99.99								
Th	4.10	8.10	6.10	7.60	3.90								
U	1.20	1.50	2.10	1.90	1.20								
Ni	17.00	22.00	23.00	12.00	64.00								
Cr	45.00	35.00	55.00	32.00	82.00								
Y	8.50	9.10	17.30	14.50	9.70								
Zr	152.00	154.00	152.00	122.00	117.00								
Nb	6.10	6.20	7.10	6.70	9.70								
Hf	3.80	4.70	4.30	3.40	3.30								
Та	0.41	0.84	0.72	0.75	0.60								
La	22.00	36.00	26.00	17.00	24.00								
Ce	40.00	65.00	45.00	34.00	65.00								
Nd	16.00	25.00	18.00	16.00	26.00								
Sm	2.90	4.20	3.50	3.10	4.70								
Eu	0.82	1.07	0.95	0.84	1.37								
Gd	2.20	2.90	3.00	2.80	2.30								
Tb	0.31	0.38	0.49	0.40	0.40								
Yb	0.82	0.71	1.33	1.16	0.81								
Lu	0.14	0.11	0.23	0.18	0.09								
Rb	76.00	67.00	63.00	63.00	15.00								
Ba	500.00	769.00	717.00	716.00	309.00								
Sr	362.00	514.00	473.00	493.00	1550.00								
(La/Yb)n	25.00	36.00	14.20	11.3	18.20								
Sr/Y	72.00	89.00	37.00	56.00	160.00								
Nb/Ta	12.00	13.00	9.90	12.20	16.10								
Mg#	40.80	46.20	43.20	45.40	60.40								
K ₂ O/Na ₂ O	0.51	0.51	0.56	0.68	0.33								
N	212.00	831.00	752.00	698.00	221.00								

Таблица 3.8.1. Средние химические составы ТТГ и адакитов, по: [Condie, 2005]



Рис. 3.8.7. *Р*–*Т*-диаграмма, построенная с использованием расчетов [Peacock, 1990, 1993] и [Peacock et al., 1994] и показывающая зависимость между геотермальным градиентом вдоль зоны Беньофа как функцию возраста субдуцирующей океанической литосферы, по: [Martin, 1999]

Основные реакции дегидратации океанической литосферы: Н – роговая обманка, А – антофиллит, С – хлорит, Т – тальк, Z – цоизит. Поля стабильности граната и плагиоклаза ограничены линиями G и P соответственно. Заштрихованная область – область *P*–*T*-условий, в которой может существовать магматическая жидкость, образованная в результате частичного плавления гидратированного толеита с гранат-роговообманковым реститом

мечают, что природные адакиты по ряду петро-, геохимических характеристик (например, обогащение MgO, Ni, Cr), отличаются от экспериментальных расплавов, полученных при плавлении базальта (табл. 3.8.2), и в то же время сходны с составами жил, интерстициального стекла или включений в минералах мантийных ксенолитов из неоген-четвертичных базальтов Камчатки [Drummond et al., 1996; Кереzhinskas et al., 1997; Kepezhinskas, Defant, 2000; Defant, Kepezhinskas, 2001], Филиппин [Schiano et al., 1995], Анд [Stern, Kilian, 2000; Kilian, Stern, 2002; Bourdon et al., 2002], Малых Антил [Defant et al., 2000].

Предполагается, что изменение состава адакитов происходит в результате взаимодействия адакитового расплава, образовавшегося при плавлении океанической плиты, с вышележащим мантийным клином при подъеме расплава к поверхности. Взаимодействие выражается в изменении состава адакитов в сторону увеличения содержаний MgO, Ni, Cr, а во вмещающих мантийных перидотитах образуются богатые натрием амфиболы и плагиоклаз, богатая глиноземом шпинель, натриево-глиноземистый пироксен. П. Кепежинскас, М. Дефант [Кереzhinskas, Defant, 2000] считают, что из подобного мантийного материала, метасоматизированного в результате подьема расплавов, образовавшихся при частичном плавлении океанической коры, возникают высокониобиевые базальты, часто пространственно ассоциирующие с адакитами. По мнению этих авторов [Defant, Kepezhinskas, 2001], формирование таких пород островодужного генезиса, как высокомагнезиальные андезиты, бониниты, высокониобиевые базальты, может объясняться разной степенью взаимодействия расплавов, образовавшихся при плавлении мафического материала субдуцирующей океанической плиты, и мантийного клина.

Подобное предположение подтверждается наличием эволюционных трендов, которые образуют перечисленные породы, включая адакиты и санукитоиды, на различных диаграммах (например, Cr–Mg#) [Rapp, Shimizu, 1996; Smities, 2000, Smities, Champion, 2003] (рис. 3.8.8). Вопрос взаимодействия «чистых» расплавов, образующихся при плавлении океанической плиты и материала мантийного клина рассмотрен также в работе [Yogodzinski et al., 2001]. Авторы пред-

Компонент	Kz адакит [Drummond et al., 1996]	тоналит* 20 кбар [Prouteau et al., 2001]	трондьемит* 30 кб [Prouteau et al., 2001]	природный трондьемит* [Kepezhinskas et al., 1995]	включение в мантийном оливине* [Schiano et al., 1995]	трондьемит, реагирующий с мантийным веществом [Prouteau et al., 2001]	Архейский ТТГ [Martin, 1994]
SiO ₂	63,8	65,5	70,8	69,1	66,7	64,3	69,9
TiO ₂	0,6	0,4	0,3	0,4	0,0	0,5	0,3
Al ₂ O ₃	17,4	20,9	16,1	18,3	18,4	18,8	15,6
FeO	4,7	1,7	0,5	0,6	2,8	1,1	3,1
MgO	2,5	0,2	0,1	0,2	0,7	1,5	1,2
CaO	5,2	7,0	1,4	1,1	3,3	1,0	3,2
Na ₂ O	4,4	3,7	9,3	8,1	5,5	11,4	4,9
K ₂ O	1,5	0,6	1,5	2,1	2,7	1,5	1,8
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	110,0
Ni	39,0	-	-	-	-	-	14,0
Cr	54,0	-	-	-	45,0	-	29,0
Sr	869,0	-	-	-	762,0	-	454,0

Таблица 3.8.2. Расплавы, полученные при плавлении океанической плиты: экспериментальные данные и природные трондьемиты, по данным разных авторов

Примечание. * - расплав, образованный при частичном плавлении океанической коры

ложили использовать диаграмму La/Yb–Mg/ (Mg+Fe²⁺), на которой четко разграничиваются поля первичных тоналит-трондьемитовых расплавов, примитивных и эволюционировавших адакитов, типичных островодужных кислых магматитов. Различие кайнозойских адакитов и докембрийских тоналитов–трондьемитов, а также определенное сходство последних с эволюционировавшими (по: [Yogodzinski et al., 1998]) адакитами детально показано О.М. Туркиной [2000, 2002] на примере позднерифейских плагиогранитоидов юго-западной окраины Сибирской платформы.

Э. Мартин [Martin, 1999] рассматривает эволюцию процесса взаимодействия расплавов океанической плиты и мантийного вещества, начиная с архея и до настоящего времени. В архее геотермический градиент был очень высокий, субдуцирующий мафический материал мог плавиться на небольшой глубине и происходило формирование архейских ТТГ. Из-за небольшой мощности и невысокой температуры мантийного клина взаимодействие между расплавом и клином либо не имело места, либо было очень ограниченным (рис. 3.8.9, *A*). В фанерозое геотермический градиент в зонах субдукции уже более низкий, плавление происходит на бо́льших глубинах, где плагиоклаз нестабилен, мантийный клин более мошный и прогретый, поэтому имеет место активное взаимодействие мантийного вещества и расплавов, образованных при частичном плавлении океанической коры (рис. 3.8.9, Б). Однако само плавление океанической плиты реализуется только в случае, если она имеет молодой возраст. В случае низкого термического градиента в зоне субдукции происходит дегидратация океанической плиты, отделяющиеся флюиды поступают в вышележащий мантийный клин и выплавляется типичная островодужная известково-щелочная серия, фракционирование которой дает ряд базальт-андезит-дацитриолит (рис. 3.8.9, В).

Некоторые авторы [Richards, Kerrich, 2007] считают, что для того, чтобы объяснить геохимические характеристики адакитов не нужно привлекать модель плавления субдуцирующей океанической плиты. Такие черты могут приобрести продуктыкристаллизацииизвестково-щелочных островодужных магм за счет фракционирования роговой обманки и акцессорных минералов (например, сфена) в процессах плавленияассимиляции–накопления–гомогенизации (MASH) или ассимиляции–фракционной кри-



Рис. 3.8.8. Диаграмма Cr–Mg#, показывающая тренд изменения составов между адакитами и высокомагнезиальными андезитами

Трактуется как результат различной степени взаимодействия расплавов, образующихся при частичном плавлении океанической плиты и мантийного материала, по: [Rapp, Shimizu, 1996]



Рис. 3.8.9. Схематические разрезы зоны субдукции, отражающие условия формирования островодужных магм в архее (*A*) и в настоящее время (*Б*, *B*), по: [Martin, 1999]

Пояснения см. в тексте. СС - континентальная кора, ОС - океаническая кора, ms - мантийный солидус

сталлизации (AFC), которые имеют место в коре островной дуги.

В настоящее время предлагается ряд моделей, объясняющих образование адакитов: 1) пологая субдукция [Kepezhinskas, Defant, 2000; Eissen et al., 1991; Gutcher et al., 2000]; 2) наличие мантийного «окна» в результате отрыва части океанической плиты или субдукции океанического хребта (Коста-Рика, Центральная Америка [Johnson, Thorkelson, 1996; Thorkelson, Breitsprecher, 2005]; Чили, Южная Камчатка, Алеутская дуга [Bourgois et al., 1996; Guivel et al., 1999, 2003; Lagabrielle et al., 2000; Morris, 1998; Khanchuk et al., 2000; Yogodzinski et al., 2001]); 3) начальный момент субдукции (Филиппины) [Maury et al., 1996; Kepezhinskas, Defant, 2001]; 4) плавление фрагментов ранее субдуцировавших в мантию плит (Калифорния) [Kepezhinskas, Defant, 2000; Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003, 2005]; 5) косая или быстрая субдукция (Алеутские и Командорские о-ва, Филиппины) [Kepezhinskas, Defant, 2000]; 6) плавление в нижней части утолщенной коры континентальной окраины [Кау, 2000; Хи et al., 2002; Chung et al., 2003a, б]; 7) фракционирование островодужной водонасыщенной базальтовой магмы в поле стабильности граната или переплавление застывшего базитового материала содержащего гранат в основании литосферы островных дуг или внутри мантийного клина (о-в Минданао, Филиппины) [Macpherson et al., 2006]; Центральный Чили [Rodriguez et al., 2007]); 8) нестационарная субдукция [Щипанский, 2008].

Модель пологой субдукции была предложена М.А. Гутчером и др. [Gutcher et al., 2000], чтобы объяснить причины проявлений адакитового магматизма в пределах Тихоокеанского кольца в тех местах, где в зону субдукции погружается не молодая океаническая кора, а там, где ее возраст составляет от 10 до 45 млн лет и, соответственно, модель Дефанта, Драммонда [Defant, Drummond, 1990; Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996] не может быть применима.

Нужно отметить, что авторы [Gutcher et al., 2000] считают молодой кору с возрастом ≤ 5 млн лет. Они предполагают многоэтапную эволюцию вулканизма на активной окраине Центрального Чили и Эквадора в интервале от 20 млн лет до настоящего времени. На первом этапе (20–12 млн лет, Центральное Чили; 6 млн лет, Эквадор) зона субдукции была достаточно крутой (> 30°), и известково-щелочной вулка-

низм проявлялся в узкой зоне на расстоянии примерно 300 км от желоба; имели место дегидратация океанической плиты и плавление мантийного клина (рис. 3.8.10, А). На следующем этапе (10-7 млн лет, Центральное Чили; настоящее время, Эквадор) зона субдукции выполаживается как результат изменения плавучести погружающейся коры или увеличения ее мощности. Плита пересекает геотерму 700°С примерно на 80 км глубины на расстоянии 300-400 км от желоба, вызывая развитие широкого адакитового фронта вулканизма (рис. 3.8.10, Б); мантийный клин в форме «языка» лишь частично затронут плавлением в своей краевой части. На следующем этапе мантийный «язык» остывает и отступает (рис. 3.8.10, В), и плавление может реализоваться на большом расстоянии от желоба (450-600 км) в виде последнего импульса адакитового вулканизма. Наконец, наступает стадия амагматичной пологой субдукции: океаническая плита остывает ниже 600°С, астеносферный клин полностью исчезает, и вулканизм прекращается (рис. 3.8.10, *Γ*).

В районах погружения океанического хребта под континентальную окраину образуется так называемое мантийное окно, что сопровождается, в частности, проявлениями адакитового магматизма. При погружении спредингового хребта Кокос-Наска под Карибскую плиту в районе Юго-Восточной Коста-Рики и Панамы (Центральная Америка), начиная с 8 млн лет, в продуктах вулканизма на окраине плиты отмечаются дациты и риолиты с адакитовыми характеристиками, которые, как полагают авторы работ [Johnson, Thorkelson, 1996; Thorkelson, Breitsprecher, 2005], образуются при анатексисе молодой плавучей коры в краях плит, ограничивающих мантийное окно (рис. 3.8.11, А, Б). При этом на удалении в обе стороны от зоны мантийного окна, проецируемой на поверхность, развиты типичные известковощелочные вулканиты.

Аналогичную ситуацию можно видеть в районе погружения Чилийского хребта в плиоценовое время под плиту Южной Америки. Здесь наблюдаются не только вулканиты зоны Аустральных (Austral) Анд с адакитовыми характеристиками в отличие от известковощелочных вулканитов зоны Южных Анд [Sigmarsson et al., 1998; Sigmarsson, Chmeleff, 2000], но и плутонические породы – плутон Кабо Рэпер (Cabo Raper) на п-ве Тайтао (Taitao)



Рис. 3.8.10. Трехстадийная эволюция зоны субдукции, иллюстрирующая переход от крутого залегания зоны Беньофа до ее выполаживания, и связь с ней известково-щелочного и адакитового магматизма, по: [Gutcher et al., 200]. Пояснения в тексте



Рис. 3.8.11. Упрощенная тектоническая схема Центральной Америки, показывающая проекцию на поверхность мантийного окна между плитами Кокос и Наска под юго-восточной частью Коста-Рики и северо-западной Панамой (A) и изменение характера вулканизма вдоль вулканической цепи над ним (E), по^ [Johnston, Thorkelson, 1997] [Bourgois et al., 1996; Morris, 1998] (рис. 3.8.12, *A*, *Б*). Для дацитов с адакитовыми характеристиками зоны Аустральных (Austral) Анд отмечены низкие величины отношения U^{238}/Th^{230} , напротив, для известково-щелочных вулканитов зоны Южных Анд характерны повышенные величины этого отношения [Sigmarsson et al., 1998; Sigmarsson, Chmeleff, 2000].

Плутон Кабо Рэпер расположен в 17 км от оси желоба и представлен биотитовыми и роговообманковыми тоналитами и гранодиоритами. Возраст плутона определяется K-Ar методом в 4.2–3 млн лет [Bourgois et al., 1996], 3.92±0.07 млн лет (U-Pb SHRIMP метод) [Anma et al., 2009]. Породы характеризуются низкими значениями отношений К₂O/Na₂O, относительно высоким Mg# (≤ 0.5) и содержанием Ni (30 г/т), низким содержанием Rb и Sr. На диаграмме К-Na-Ca они попадают в поле трондьемитов и не следуют известково-щелочному тренду дифференциации (рис. 3.8.12, В). Спектры РЗЭ для тоналитов и гранодиоритов фракционированы (рис. 3.8.12, В). Все эти геохимические характеристики указывают на сходство с адакитами или породами ТТД серий. Изотопные данные показывают, что плутон Кабо Рэпер не мог образоваться при частичном плавлении древней континентальной коры (I_{sr} ~ 0.7045, $\varepsilon_{\rm Nd} \sim \pm 1.5$).

Геохимическое моделирование, проведенное авторами [Bourgois et al., 1996] указывает на то, что возможным источником для магмы, формирующей плутон, является измененный базальт, реститовыми фазами являются гранат и роговая обманка, а степень частичного плавления составляла около 20%. По данным [Anma et al., 2009], генерация гранитных расплавов плутона Кабо Рэпер и других одновозрастных и близких по составу плутонов п-ова Тайтао связана по времени с моментами погружения отдельных сегментов Чилийского спредингового хребта под континентальную окраину. Образование расплавов происходило за счет частичного плавления офиолитов и (или) океанической коры под действием тепла при апвеллинге мантийного вещества под субдуцирующим хребтом.

Одним из вариантов моделей, использующих наличие мантийного окна, является модель Г.М. Йогодзинского и др. [Yogodzinski et al., 2001], разработанная на примере района сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг. Это сочленение происходит практически под прямым углом; при этом Тихоокеанская плита погружается в западном направлении под Камчатку, в северном – под центральную часть Алеутской дуги. Авторы [Yogodzinski et al., 2001] считают, что западная часть Алеутской дуги представляет собой трансформную границу (рис. 3.8.13, *A*), под этой частью дуги и в районе сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг Тихоокеанская плита испытывает разрыв и образуется мантийное окно (рис. 3.8.13, *Б*). Края плит подвергаются разогреву и частичному плавлению под влиянием астеносферной мантии и наблюдаются проявления адакитового вулканизма соответственно в Шивелучской группе вулканов Камчатки и западной части Алеутской дуги (рис. 3.8.13, *Б*).

Ж. Буржуа, Ф. Мишо [Bourgois, Michaud, 2002] провели сравненительное изучение описанного выше района погружения океанического хребта в Южном Чили и района южной Байджа Калифорнии (Baja California) и Мексики (30–18° с.ш.). Они показали, что в обоих случаях среди продуктов вулканизма наблюдаются адакиты и высоко-Nb базальты и сделали вывод о наличии мантийного окна в районе Байджа Калифорнии и Мексики в результате субдукции Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Неодократное проявление адакитового магматизма и сочетание различных механизмов, объясняющих происхождение адакитов, характерно для района Филиппинского моря. Здесь адакиты зафиксированы в Юго-Западной Японии, на о-ве Лузон и на о-ве Минданао. Причем на о-ве Минданао (по данным Р.С. Мори [Maury et al., 1996] и др.) адакиты имеют различное происхождение: при плавлении молодой океанической плиты Сулу (дуга Замбоанга) (рис. 3.8.14), в начальный этап субдукции более древней коры Филиппинской плиты и постколлизионное.

В последнее время на примере изучения адакитов о-ва Минданао предложена новая модель их формирования, включающая два варианта [Macpherson et al., 2006] (рис. 3.8.15). В первом случае предполагается, что адакиты могут образоваться в результате фракционирования водонасыщенной базальтовой магмы, сформированной при частичном плавлении мантийного клина, в поле стабильности граната. Во вгором случае базальтовый материал, содержащий гранат и кристаллизовавшийся в основании литосферы островных дуг или внутри мантийного клина, испытывает переплавление и образуются адакитовые расплавы. По мнению С.Г. Мак-



Рис. 3.8.12. Местоположение п-ова Тайтайо в южном Чили (A), упрощенная геологическая карта п-ова Тайтайо (*Б*), петро-, геохимические характеристики пород плутона Капо Рэпер (B), по: [Bourgois et al., 1996]

A: ЧТТС – Чилийская точка тройного сочленения, жирная линия – ось Чилийского спредингового хребта. Б: BBO – офиолиты Байя Бариентос, ФЧО – формации Чилийской окраины, ПКР – плутон Капо Рэпер, МО – метаморфическое основание, ОВФ – основная вулканическая формация. В: Гд – гранодиорит, Гр – гранит, Тд – грондьемит, То – тоналит, ИШ – известково-щелочной тренд






Рис. 3.8.14. Геодинамическая модель формирования адакитов и высоко-Nb базальтов в дуге Замбоанга Стрелки обозначают конвективные течения в мантийном клине. На первой стадии (*A*) (4–3 млн. лет) показано начало субдукции плиты Сулу. Плавление океанической коры приводит к образованию адакитов, адакитовые расплавы взаимодействуют с деплетированной мантией MORB с образованием метасоматических минералов. На второй стадии (*Б*) (около 2 млн. лет) метасоматическая мантия попадает в более глубинные условия, где она плавится с образованием высоко-Nb базальтов. Распад амфибола на тех же глубинах освобождает богатые литофильными элементами флюиды, происходит перенос этих элементов в мантию и ее плавление с образованием известковощелочной серии, по [Maury et al., 1996]



Рис. 3.8.15. Схематическая иллюстрация образования адакитов за счет глубокой дифференциации в островной дуге с тонкой корой, по: [Macpherson et al., 2006]. Пояснения см. в тексте

ферсона и др. [Масpherson et al., 2006], более поздняя дифференциация базальтовой магмы в менее глубинных условиях может затушевать процессы более ранней дифференциации с образованием адакитов. Это приводит к тому, что далеко не во всех островодужных системах фиксируется адакитовый магматизм.

Интересный факт отмечен в работе [Polve et al., 2003] о том, что адакиты из разных районов Филиппинских островов, так же, как и района Байджа Калифорнии, обогащены золотом по сравнению с известково-щелочными дацитами. Некоторые авторы [Borisova et al., 2006] для того же района Филиппинских островов отмечают ассоциацию золото-медной и медно-молибденовой золотосодержащих минерализации, меднопорфировых месторождений и эпитермальных золотых жил с интрузивными телами, имеющими адакитовые характеристики; среднее содержание золота в адакитовой магме, по их данным, составляет 3–7 г/т в отличие от известково-щелочных магм средне-кислого состава (< 3 г/т).

При разработке модели генезиса адакитов, рассматривающей их как результат частичного плавления нижней континентальной коры, была использована более ранняя модель формирования высоко-Al TTГ, разработанная П. Атертоном, Н. Петфордом [Atherton, Petford, 1993] на примере батолитов Перу. Подобные модели предложены для района Южных Анд [Кау, 2000], Новой Зеландии [Stevenson et al., 2003], Восточного Китая [Xu et al., 2002], Южного Тибета [Chung et al., 2003a, б].

По данным С.М. Кэй [Кау, 2000], неогеновые вулканиты Центральных и Южных Анд по своим петро-геохимическим характеристикам относятся к адакитам. Среди них в Южных Андах выделяются адакиты (дациты с высокими значениями отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr>0.705 и La/Yb, достигающими 100), формирование которых наиболее вероятно связано с частичным плавлением утолщенной *in situ* континентальной коры.

По мнению авторов работы [Stevenson et al., 2003], в районе Южного острова Новой Зеландии в пределах террейна, в палеотектоническом плане представляющего собой меловую островную дугу [Clarke et al., 2000], совмещены как области зарождения адакитовых расплавов, так и собственно интрузивные комплексы с адакитовыми характеристиками. Первые представляют собой многочисленные трондьемитовые жилы, рассматриваемые как результат частичного плавления гранулитового комплекса Пемброк и как первоначальные каналы для миграции более поздних адакитовых расплавов. Вторые представлены батолитом Сепарэйшион Пойнт, который содержит породы адакитового состава, происхождение которых связывается с упомянутым выше процессом частичного плавления нижнекоровых горизонтов островной дуги.

Для раннемеловых интрузивных пород с адакитовыми характеристиками района Анджишан Восточного Китая установлено, что их формирование имело место во внутриконтинентальной области вне связи с процессом субдукции плиты Палео-Пацифики под Азиатскую окраину [Xu et al., 2002]. Интрузивные породы (кварцевые диориты, гранодиориты) с адакитовыми характеристиками в данном районе пространственно ассоциируют с гранитами А-типа, мафическими породами с внутриплитными геохимическими характеристиками, интрузивными и вулканическими породами высоко-калиевой известково-щелочной серии и щелочными породами (фонолитами и эгирин-авгитовыми сиенитами). Петрологическая модель образования адакитовых расплавов предполагает частичное плавление мафического материала в основании континентальной коры. Относительно высокие содержания MgO и Mg# в адакитовых интрузивных породах района позволяют предполагать, что имело место взаимодействие с мантийным материалом, возможно, вследствие нижнекоровой деламинации [Xu et al., 2002] (рис. 3.8.16). Аналогичный процесс описан для раннеюрских адакитов Северо-Китайского кратона и позднемезозойских (131±3 млн лет) адакитов орогена Даби, Восточный–Центральный Китай [Huang et al., 2008].

В работах [Chung et al., 2003 a, б] приведены данные о проявлениях адакитового магматизма в обстановке коллизии континент-континент, правда уже для постколлизионного этапа развития коллизионной системы. Адакиты обнаружены в пределах террейна Лхаса Южного Тибета и представлены роями даек или небольшими штоками, интрудирующими батолит Гангдесе, вулканические породы Линзизонг или метаосадочные формации, дацит-риолитового состава. Их формирование, согласно Ar/Ar датировкам и U-Pb SHRIMP датировкам цирконов, имело место в интервале 26-10 млн лет. Генерация адакитовых расплавов, по мнению авторов [Chung et al., 2003 a, б], была связана с частичным плавлением эклогитов и (или) гранатовых амфиболи-



Рис. 3.8.16. Модель происхождения интрузивных пород с адакитовыми характеристиками в результате деламинации нижней коры, по: [Xu et al., 2002]

А. Относительно мощная кора и литосферная мантия. Нижняя часть коры состоит из содержащего амфибол эклогита, который еще не испытал полностью дегидратацию.

Б. Мощная кора утоняется вследствие деламинации. Тела амфибол-содержащих эклогитов погружаются в нижележащую мантию. Адакиты образуются в результате дегидратационного плавления эклогитов под действием относительно горячего мантийного материала и добавки тепла от астеносферной мантии

тов в нижней части утолщенной (>50 км) коры Тибета. Они считают, что необходимое для подобного плавления повышение геотермического градиента было следствием деламинации и удаления тектонически утолщенной в результате коллизии литосферной мантии в позднеолигоценовое время.

По мнению Дж. Ф. Мойена [Moyen, 2009], рассмотренные выше адакиты Китая и Тибета надо относить к группе континентальных или калиевых адакитов (C-adakites, K-adakites). Они имеют более высокие содержания K₂O и величины K/Na отношения. Оригинальная модель генезиса адакитов предложена [Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003] для района Папуа-Новая Гвинея. Здесь породы с адакитовыми характеристиками отмечаются в двух районах – это дациты и трахиты о-вов Лусанкей (Lusancay) и дациты Эйярд Хиллс (Aird Hills). Оба района находятся на простирании зоны трансформного разлома. Формирование адакитов авторы [Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003] связывают с частичным плавлением «замороженных» («frozen») эклогитизированных фрагментов ранее субдуцировавшей океанической плиты (рис. 3.8.17).



Рис. 3.8.17. Модель формирования адакитов в процессе продвижения рифтовой системы бассейна Вудларк над ранее активной зоной субдукции, по: [Haschke, Ben-Abraham, 2003]. Пояснения см. в тексте

Плавление происходит под воздействием обогащенного мантийного материала, поступающего при продвижении рифтовой системы Вудларк. Подъему этого материала способствует наличие трансформного разлома. Геохимическое моделирование, проведенное теми же авторами [Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003], показало, что для образования адакитов необходимо частичное плавление (степень плавления < 10%) эклогитового источника, в котором содержание граната составляет 30–40%.

Наконец, в монографии А.А. Щипанского [2008] показано, что адакитовый магматизм может быть связан с режимом нестационарной субдукции, под которой он понимает «такие временные режимы ее развития, когда резко меняются характеристики основных кинематических, сейсмических и термальных процессов, протекающих как в погружающейся, так и в перекрывающей литосферных плитах». Автор показал, что подобный режим связан с активным воздействием мантийно-плюмовых производных (океанические плато, структуры горячих точек) на зоны субдукции как в настоящее время, так и в архее.

Выводы

1. Адакитовый магматизм занимает различную структурную позицию по отношению к известково-щелочному магматизму осевой части дуги: преддуговую, задуговую, собственно в пределах вулканической дуги.

 Адакитовый магматизм имеет ярко выраженные геохимические черты, накладывающие четкие ограничения на свойства источника плавления. 3. Адакитовый магматизм на активной окраине Тихого океана имеет преимущественно кайнозойский возраст (известны также ранне-, позднеюрские адакиты Северного Чили, Анд, раннемеловые адакиты гор Китаками, Северо-Восточная Япония, меловые адакиты Восточного Китая).

4. Геодинамические условия проявления адакитового магматизма на конвергентной окраине Тихого океана очень разнообразны и связаны либо с аномальными свойствами погружающейся в зоне субдукции океанической коры, либо с нестандартными характеристиками самой зоны субдукции, либо с определенными этапами погружения плиты. В ряде случаев одни и те же механизмы привлекаются для объяснения генезиса как адакитов, так и аккреционных магматитов.

ГЛАВА 4 ПОСТАККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

В рамках террейнового анализа окраинноконтинентальные вулкано-плутонические пояса наряду с отложениями чехлов древних или молодых платформ, моласс краевых и межгорных прогибов, флишевых толщ континентальных окраин, являются перекрывающими (постаккреционными) образованиями. Ниже будут рассмотрены гранитоиды, входящие в состав вулкано-плутонической ассоциации окраинноконтинентального постаккреционного Охотско-Чукотского вулканического пояса, являющегося тектонотипом подобных структур [Белый. 1977, 1994, 2008; Филатова, 1988; Ноклеберг и др., 2000; Сахно, 2001, Горячев, 1998; Горячев и др., 2010; Акинин, Миллер, 2011 и др.,].

4.1. Окраинно-континентальный Охотско-Чукотский вулканический пояс

Геологический очерк

Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (ОЧВП) является частью мезозойскокайнозойской Охотско-Катазиатской [Нагибина, 1966; Пущаровский, 1966] (Аляскинско-Чукотско-Катазиатской [Филатова, 1987]; Чукотско-Катазиатской [Полин, Молл-Столкап, 1999]) структуры планетарного масштаба окраинно-континентальных поясов Тихоокеанского кольца. ОЧВП простирается почти на 3200 км при ширине от 80–100 до 250–300 км вдоль восточной окраины Азиатского континента от Чукотского п-ова на северо-востоке до Удской губы на юго-западе (рис. 2.1.1 в разделе 2.1).

Основные сведения о строении, возрасте и составе формаций ОЧВП содержатся в работах В.Ф. Белого, Б.В. Белой [1977, 1994, 1998, 2008], Р.Б. Умитбаева [1986] и Н.И. Филато-

вой [1987, 1988, 2001 и др.], В.Г. Сахно [2001]. Новые геохронологические и геохимические данные приводятся в работах И.Л. Жулановой, И.Н. Котляра, Т.Б. Русаковой [2004, 2007, 2009], В.В. Акинина, П.Л. Тихомирова, В.О. Исполатова [2004–2006, 2008]. Металлогенические аспекты рассмотрены в работах Н.А. Горячева [1998, 2010], У.Дж Ноклеберга с соавторами [2000], М.Н. Захарова с соавторами [2001, 2002], С.Ф. Стружкова, М.Н. Константинова [2005]. Сводка материалов по геодинамике, магматизму и металлогении всего Востока России, включая ОЧВП, приведена в работе [Геодинамика ..., 2006].

Всеми авторами отмечается, что Охотско-Чукотскому вулканическому поясу свойственна продольная и поперечная зональность. Выделяются внутренняя (фронтальная) и внешняя (тыловая) зоны пояса. Тыловая часть ОЧВП перекрывает структуры Верхоянско-Чукотских мезозоид и заложена на континентальной коре с мощным гранитно-метаморфическим слоем, а фронтальная часть – структуры Корякско-Камчатской складчатой области и заложена она на коре переходного типа. В поперечном отношении ОЧВП делится на ряд сегментов или секторов. Н.И.Филатова [1988] выделяла Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский, Канчаланский, Восточно-Чукотский и Удско-Ульинский сектора. В работах Геодинамика ..., 2006; Акинин, Миллер, 2011] ОЧВП подразделяется на четыре сектора – Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский, Охотский – и две фланговые (краевые) зоны: Восточно-Чукотскую и Западно-Охотскую. Отмечено, что фланговые зоны наложены на жесткие блоки с дорифейским фундаментом и структуры мезозоид. Юго-западная и северовосточная части пояса известны также под названием Охотской ветви (звена) пояса или Охотского вулканогена и Чукотской ветви, или Чукотского вулканогена соответственно [Геодинамика ..., 2006].

На основании данных А.А. Николаевского, Н.А. Беляевского и А.Г. Родионова, Н.И. Филатова [1988] отмечает, что глубина поверхности Мохо под ОЧВП варьирует от 30–32 км в северной части Корякско-Камчатской складчатой области под Пенжинской губой до 40 км в пределах Верхоянско-Чукотской области. Мощность гранитно-метаморфического слоя возрастает в том же направлении до 15–16 км, максимум – до 20 км. По данным А.М. Петрищевского [2007], на всем протяжении ОЧВП наблюдается валообразное поднятие нижнекорового слоя.

Вопросы возраста Охотско-Чукотского вулканического пояса до сих пор остаются предметом дискуссий (подробно этот вопрос рассмотрен в работах [Котляр, Русакова, 2004; Тихомиров и др., 2006; Жуланова и др., 2007; Акинин, Миллер, 2011]). В 70-90-х годах прошлого века основными были две точки зрения, основанные на палеофлористических данных. Согласно первой возраст ОЧВП принимался как альб-сеноманский [Белый, 1977]; согласно второй в составе пояса было доказано присутствие пород позднесеноманского-туронского и сенонского возраста [Филатова, 1988]. В работе [Белый, Белая, 1998] на основании палинологических данных показано, что верхняя возрастная граница поздней стадии развития северной части ОЧВП ограничена сантоном, возможно, началом кампана.

Обобщив геохронометрические данные, полученные K-Ar и Rb-Sr методами, авторы работ [Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007; Русакова, 2009] пришли к выводу, что возраст пояса ограничен альбом-сеноманом (110-93 млн лет). В последние годы для датирования вулканических пород ОЧВП были применены Ar-Ar и U-Pb SHRIMP методы [Ispolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Ханчук, 2005; Акинин, Тихомиров, 2006; Тихомиров и др., 2006; Tikhomirov et al., 2008]. Результаты датирования дают более молодые возраста по сравнению с K-Ar, Rb-Sr и флористическими данными и показывают, что возраст главного объема вулканических накоплений внешней зоны ОЧВП приходится на турон-ранний кампан (90-81 млн лет) [Акинин, Тихомиров,

2006; Тихомиров и др., 2008]. По данным базы ГЕОХРОН на гистограммах распределения Аг-Аг и U-Pb возрастов выделяются пики с возрастом 82, 84 и 94 млн лет [Акинин, Тихомиров, 2006].

Однако дальнейшее датирование пород ОЧВП показало, что надо вернуться к более широкому возрастному интервалу. В.Ф. Белый [2008] рассматривал его как среднеальбский– сантонский (возможно раннекампанский), а П.Л. Тихомиров с соавторами [2008], выделял четыре основных импульса развития ОЧВП – 106–98, 94–91, 89–87 и 85.5–83.5 млн лет, причем последние два, по их мнению, были наиболее продуктивными. В обобщающей работе [Хаин и др., 2009] в разделе, где рассмотрены данные по ОЧВП, Н.И. Филатова подчеркивает, что синтез всех геохронологических и палеофлористических исследований свидетельствует об альб-кампанском интервале развития ОЧВП.

годы последние B.B. Акининым В было проведено масштабное изотопногеохронологическое изучение всех главных стадий вулканизма ОЧВП с помощью U-Pb SHRIMP и ID-TIMS датирования циркона и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования. В целом для ОЧВП установлен прерывистый характер магматизма от среднего альба до раннего кампана (106-77 млн лет) [Акинин, Миллер, 2011]. По латерали пояса вулканизм асинхронен. Выделяется несколько пиков вулканизма с модами около 105, 100, 96, 92.5, 87, 82 и 77 млн лет. Коньяк-сантонские пики относятся к наиболее объемным стадиям среднего и позднего циклов кислого вулканизма. Реконструируется спад/перерыв магматической активности в конце сеномана-начале турона. Завершают извержения плато-базальты с возрастом около 76-78 млн лет, которые фиксируют изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах.

Структурные материалы, приведенные в работе [Филатова, 1988], подтверждают неоднородность тектонического строения ОЧВП и показывают, что он образован структурными формами различной генетической природы. Собственно проявления магматизма пояса сопровождались формированием тектономагматических структур, в том числе кольцевых, приуроченных к магмоподводящим разломам. Они осложнены двумя группами деформаций, генетически не связанными с процессами альб-сенонского магматизма. Первая группа деформаций включает предсенонские чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации, возникшие как реакция на горизонтальные движения со стороны Тихоокеанской плиты. Вторая группа структур – это маастрихтэоценовые грабены с субщелочными базальтоидами, заложившиеся либо по продольным, либо по поперечным обновленным разломам.

По данным В.Г. Сахно [2001], формирование ОЧВП и его структур подчинено основным направлениям разломов, большая часть которых является трансрегиональными глубокого заложения (до 200 км) и долгоживущими.

Состав вулканических формаций и комагматичных гранитоидных комплексов

В истории развитии ОЧВП принято выделять два этапа: ранний и поздний, различающиеся объемами вулканических накоплений, структурой и составом. В основании пояса выделяется «предвулканогенная» моласса [Белый, 1977; Филатова, 1988; Сахно, 2001 и др.]. Предвулканогенные нижнемеловые молассовые толщи являются характерным элементом формирования структуры пояса на отдельных участках его развития, предшествующего главному этапу – вулканической стадии [Сахно, 2001].

По данным И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой [2004], магматические продукты раннего этапа представлены набором формаций с постепенной сменой пород от основных к кислым, а поздний этап характеризуется двумя контрастными формациями. В работе [Жуланова и др., 2007] отмечается, что вулканизм раннего этапа на большей части пояса начался с извержений туфов и лав основного-среднего состава (базальт-андезибазальтовая и андезитовая формации) и закончился формированием риодацитовых толщ, при преобладании пород андезитовой и риодацитовой формаций. Поздний этап характеризуется формированием двупироксеновых андезитов и андезибазальтов (андезибазальтовая формация), за которым следовало во времени накопление риолитовых игнимбритов (риолитовая формация). В Центрально-Чукотском секторе базальт-андезитовые толщи отсутствуют, вулканиты представлены дациандезит-риодацитовой формацией платоигнимбритов [Белый, 1977, 1994].

В работе [Котляр, Русакова, 2004] плутонические комплексы, прорывающие вулканиты раннего этапа развития, представлены дукчинским комплексом. К нему относятся гранитоиды, слагающие мелкие гомогенные массивы, в частности, Сфинкс, Нелканджинский, Верхне-Тальский, и занимающие значительные площади в полихронных плутонах: Магаданском, Средно-Ольском (Гайчан), Средне-Янском, Вилигинском. Первая группа интрузий локализуется только в структурах ОЧВП, вторая – как в вулкано-плутоническом поясе, так и в мезозоидах в области их сочленения с поясом.

Подробная характеристика комплекса дана Н.В. Андреевой, Э.П. Изохом [1990], Н.В. Андреевой с соавторами [1999], В.М. Шевченко [1996].

Установлено, что формирование интрузий происходило в три–четыре фазы в гомодромной последовательности: габбро-диориты– монцодиориты; гранодиориты–граносиениты; адамеллиты; граниты и лейкограниты–аплиты. Гранодиориты, граниты и лейкократовые граниты преобладают по объему. В гранодиоритах– адамеллитах обычна ассоциация плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и ортоклаза; среди акцессорных минералов развиты циркон, ильменит и магнетит с преобладанием последнего.

Для ряда массивов дукчинского комплекса, получены Rb-Sr изохронные датировки, составляющие от 102 ± 4 до 99 ± 8 млн лет (101 ± 4 , 99 ± 8 , 101 ± 1). Наиболее древняя K-Ar дата соответствует 96 ± 1 млн лет. Отмечается, что нарушения изотопных систем фиксируются в интервалах 100-98, 86-84, 72-70 и 60-58 млн лет, а повторные включения изотопных часов – 96 (Rb-Sr и K-Ar), 82-83 (Rb-Sr и K-Ar), 69, 57(K-Ar) млн лет тому назад.

Интрузивы позднего этапа развития ОЧВП выделены в неорчанский габбро-диоритумеренно щелочно-гранитный комплекс [Котляр, Русакова, 2004]. Породы комплекса слагают мелкие и средние самостоятельные массивы, а также значительные площади в полихронных плутонах.

Для комплекса характерна гомодромная последовательность формирования интрузивов, которое происходило в три фазы: 1) габбродиориты–диориты–кварцевые диориты (монцодиориты); 2) гранодиориты–адамеллиты– граниты, лейкогранит-порфиры; 3) субщелочные лейкограниты, аплиты. Породы первой фазы присутствуют в виде ксенолитов и блоков в породах последующих фаз. В гранодиоритах– адамеллитах обычна ассоциация плагиоклаза, роговой обманки и биотита с более поздними кварцем и ортоклазом.

Заключительные фазы гранитов неорчанского комплекса кристаллизовались не позже, чем 94±2 млн лет. Предполагается, что, по аналогии с дукчинским комплексом, внедрение ранних фаз происходило около 100–95 млн лет. Rb-Sr даты 81±2 и 72±1 млн лет фиксируют моменты вторичного включения изотопных систем.

Детальное расчленение вулканических формаций приведено в работе Н.И. Филатовой [1988]. Было показано, что в строении пояса принимают участие три вулканические формации – сложнопостроенная базальт-андезитовая альба–турона и две разновозрастные кремнекислые: дацит-риолитовая альба–сеномана и субщелочная дацитовая позднего мела.

Базальт-андезитовая формация наиболее распространена в пределах ОЧВП и составляет более половины его объема [Филатова, 1988]. В составе формации преобладают андезиты, андезибазальты и их туфы. Возраст нижней границы формации на разных участках меняется от раннего до среднего альба, возраст верхней границы – от конца альба до конца турона. Около 10–15% объема формации занимают породы кислого состава, дациты, риолиты и их туфы, которые располагаются либо в базальной пачке формации, либо в более высоких ее частях. В составе формации присутствуют также в небольшом количестве терригенные и туфо-терригенные разности.

По данным Н.И. Филатовой [1988], состав формации меняется по латерали вкрест и вдоль простирания пояса. В Пенжинском и Анадырском секторах во фронтальной зоне преобладают базальты и долериты, в тыловой зоне – андезиты. Вдоль простирания пояса формация выклинивается в северо-восточном направлении и в Центрально-Чукотском секторе представлена маломощными линзами на разных уровнях среди кремнекислых формаций. В юго-западном направлении состав формации остается средним–основным, но значительный объем занимают субщелочные разности.

С альб-туронской базальт-андезитовой формацией связана комагматичная габбро-диоритгранодиоритовая формация. Они образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию [Филатова, 1988]. Отмечено, что в тыловых частях ОЧВП эта формация представлена гранит-монцодиоритовой субформацией, а во фронтальной – диорит-гранодиоритовой. Для массивов этой формации характерна штокообразная или куполообразная форма; реже они представлены крутозалегающими трещинными телами. Интрузивные массивы данной формации обычно образуют субпараллельные ряды северо-восточной ориентировки, группируясь во фронтальной зоне пояса, а также на периферии его тыловой зоны, вблизи выходов фундамента пояса.

Дацит-риолитовая формация альбскогораннесеноманского возраста распространена в тыловой зоне ОЧВП прерывисто в виде отдельных, в первые сотни метров мощности, линз [Филатова, 1988]. Чаще всего дацитриолитовая формация располагается внутри базальт-андезитовой, частично замещая ее на отдельных участках. Наиболее широко она распространена в юго-западной и северовосточной частях пояса.

Дацит-риолитовая формация включает породы от андезитов до риолитов. В составе формации преобладают игнимбриты и туфы (нередко спекшиеся) риолитового, риодацитового, в меньшей мере – дацитового состава. В подчиненном количестве присутствуют туфогенные алевролиты и песчаники. В участках наболее длительно протекавшего в альбе кислого вулканизма формация имеет двучленное строение: нижняя часть (мощность 300-350 м) вскрывается по периферии отрицательных тектоно-магматогенных структур, а верхняя (мощность 400-450 м) слагает их центральные части [Филатова, 1988]. Наибольшую мощность дацит-риолитовая формация имеет в Центрально-Чукотском секторе.

С дацит-риолитовой формацией альбского возраста связаны дайкообразные тела игнимбритов, мощностью до 150 м и протяженностью до 500 м, состоящие из кристаллокластических игнимбритов, петрографически не отличимых от одноименных разностей, слагающих потоки. Отмечаются также гранитоподобные кристаллокластические игнимбриты, слагающие подводящие каналы.

Субщелочная дацитовая формация позднесеноманского-кампанского возраста слагает большие площади в тыловой зоне ОЧВП, а также в юго-западной и северо-восточной частях. Данная формация представляет самостоятельный этап вулканизма и образует обособленные тектоно-магматические структуры, несогласно перекрывающие структуры более ранних формаций, в том числе дацит-риолитовую формацию. В составе формации преобладают вулканиты и туфы, включая игнимбриты, дацитового и риодацитового состава, в подчиненном количестве присутствуют андезидациты и андезиты, туффиты, туфогенные песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты. Анализ фаций показывает, что развитие субщелочной формации было связано с действием многочисленных вулканических аппаратов центрального типа [Филатова, 1988]. При этом на начальном этапе вулканизм носил эксплозивный характер, а на заключительном этапе происходило мощное игнимбритообразование.

В объяснительной записке к Тектонической карте Охотоморского региона [Объяснительная..., 2000] Н.И. Филатова объединяет перечисленные выше вулканические формации в два вулкано-плутонических комплекса: альбтуронский среднего-основного состава и альбсенонский кислого состава. В первом преобладают андезиты, андезибазальты и их туфы; 10-15% объема занимают дациты, риолиты и их туфы; с ними ассоциируют комагматичные интрузивные породы – диориты, гранодиориты и граниты. Мощность комплекса колеблется в пределах 800-2000 м. Альб-сенонский комплекс кислого состава (с преобладанием игнимбритов) распространен в виде линз мощностью до 1.5-2 км. К нему приурочены многочисленные малоглубинные массивы гранодиоритов и гранитов.

В.Ф. Полин, В.Г. Сахно и Е.Дж. Молл-Столкап в истории становления ОЧВП выделяют семь стадий магматизма, объединяемых в три крупных вулкано-плутонических цикла (этапа): апт-альбский, сеноман-сенонский и сенон-датский [Геодинамика ..., 2006]. К собственно окраинно-континентальному магматизму относятся формации первых двух циклов.

В течение первого цикла в пределах тыловой и фланговых зон пояса преимущественно накапливалась риолит-андезитовая формация (антидромная последовательность). Исключение составляет Анадырский сектор, где в основании пояса наблюдается мощная толща андезибазальтового состава. Во фронтальной зоне ОЧВП также преимущественно накапливались базальты и андезибазальты.

Сеноман-сенонский цикл характеризуется мощным проявлением игнимбритового вулканизма кислого и умеренно кислого (до среднего) составов, имеющего, как правило, антидромную направленность. С формациями этого цикла ассоциируют гранитоиды в виде субвулканических фаций от умеренно кислого до ультракислого состава [Геодинамика ..., 2006].

С вулканитами раннесенонской андезибазальт-андезитовой формации авторы работы [Геодинамика ..., 2006] связывают гипабиссальные и субвулканические мелкие тела габбро, монцодиоритов, трахиандезитов и латитов.

С позднесенонской трахидацит-трахириолит-аляскитовой формацией, которая связана с завершающими этапами становления ОЧВП и контролировалась блоками земной коры с развитым гранитно-метаморфическим слоем и глубинными разломами, проникающими в мантию [Полин, 1990], ассоциируют мелкие тела аляскитовых гранит-порфиров и лейкократовых гранитов.

По данным ряда авторов [Горячев, 1998; Ноклеберг и др., 2000], ранне-позднемеловая серия гранитоидов представлена преимущественно тоналитами–гранодиоритами, которые слагают многофазные интрузивы в пределах ОЧВП. Ранние интрузивные фазы сложены габбро, тоналитами, реже – диоритами, поздние – гранитами, вплоть до лейкократовых гранитов.

Позднемеловая серия гранитоидов представлена двумя ассоциациями – гранит-лейкогранитовой и щелочно-гранитной.

Однородные интрузивы гранит-лейкогранитовой ассоциации распространены в пределах внешней зоны ОЧВП и ассоциируют с риолитами позднего мела; их площадь достигает 300–500 км². Интрузивы сложены лейкократовыми биотитовыми, реже – биотитмусковитовыми гранитами, с которыми ассоциируют многочисленные оловорудные месторождения. Акцессории гранитов включают турмалин, фаялит, нередки повышенные концентрации магнетита, ортита и флюорита.

Щелочно-гранитовая ассоциация представлена серией небольших (до 100 км²) интрузивов с резким преобладанием щелочных гранитов с биотитом, эгирином, рибекитом и арфведсонитом. Сиенито-диориты образуют ксенолиты и ксеноблоки в гранитах и рассматриваются в качестве пород ранней фазы в составе отдельных интрузивов. Количество темноцветных минералов в гранитах варьирует (3–8%), главные акцессории – магнетит, рутил, циркон, ксенотим, фергюсонит и другие редкоземельные минералы.

Наиболее известный и хорошо изученный плутон ОЧВП – Магаданский массив (бато-

лит) [Андреева, Изох, 1990; Андреева и др., 1999], расположенный в Охотском секторе внутренней зоны пояса (рис. 4.1.1). Он имеет изометричную в плане форму; площадь равна 2000 км². Массив прорывает вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, которые относились В.Ф. Белым [1977] к верхней юре, а П.Н. Аноровым – к нижнему мелу. По данным Н.В. Андреевой и др. [1999], вмещающие батолит породы разделяются на предположительверхнеюрскую осадочно-вулканогенную но толщу, контрастную базальт-риолитовую и андезибазальт-риолитовую толщи. Породы ороговикованы в условиях мусковит-роговиковой и роговообманково-роговиковой фаций метаморфизма. Все осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи являются «допоясовыми».

Магаданский батолит является типичным представителем гетерогенных плутонов, в нем выделяются следующие интрузивные комплексы и серии (от ранних образований к поздним): венцовский габбро-плагиогранитный комплекс; нюклинская серия, габбро-диорит-гранитная; ольская серия, габбро-диорит-гранитная; конгалинский комплекс, гранодиорит-гранитный; магаданская серия, габбро-диорит-гранитная; светлинская серия, габбро-гранитная; дукчинская серия, диорит-гранитная. Нюклинская, магаданская и дукчинская серии являются мультиплетными и состоят из двух простых сближенных во времени и по составу гомодромных ритмов; серии, комплексы и ритмы имеют многофазное строение. Для Магаданского батолита в целом выделяются два мегаритма [Андреева, Изох, 1990; Андреева и др., 1999]: 1) первый (главный) раннемеловой, охватывающий от нюклинской серии до магаданской серии включительно и 2) второй (дополнительный) позднемеловой, включающий формирование светлинской и дукчинской серий (табл. 4.1.1).

Породы венцовского комплекса составляют незначительную часть интрузивных образований массива и слагают ряд блоков-ксенолитов площадью до 1–2 км². Выделяются четыре группы, имеющие интрузивные контакты между собой (от ранних к поздним): крупнозернистые оливиновые габброиды, крупнозернистые кварцсодержащие габброиды, мелко-среднезернистые габбро и габбро-пегматиты; плагиограниты и плагиопегматиты [Андреева и др., 1999].

Нюклинская серия представлена габбродиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, трондьемитами, плагиогранитами, гранитами, лейкоплагиогранитами и лейкогранитами. В серии выделяются два гомодромных ритма: первый включает крупные тела, протяженностью до 1.5 км, поздний состоит из даек мощностью 0.5–5 м и более крупных тел лейкогранитов; базиты в обоих ритмах представлены незначительно [Андреева и др., 1999].

Ольская габбро-диорит-гранитная серия представлена диоритами и кварцевыми диоритами, которые прорваны гранодиоритами и гранитами.

Конгалинский гранодиорит-гранитный комплекс объединяет группу пород интрузивного и субвулканического облика. Внутреннее строение комплекса недостаточно ясно. Наиболее крупные тела (до 1.5 км) представлены адамеллитами, в которых встречаются редкие ксенолиты кварцевых диорит-порфиров. Кроме того, в составе комплекса выделяются гранодиориты, гранодиорит-порфиры, дацитпорфиры, адамеллит-порфиры, лейкограниты и гранофиры.

Магаданская габбро-диорит-гранитная серия объединяет породы, которые широко распространены не только в Магаданском батолите, но и во внутренней зоне ОЧВП. Серия представлена габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами, гранитами, лейкогранитами. Она является мультиплетной, выделяется два гомодромных ритма: ранний (главный) и поздний (дополнительный). Контакты между породами обоих ритмов могут быть как четкими, так и в виде неясно выраженных полос, сложно разветвленных с взаимными проникновениями, чередованием лейкократовых и меланократовых зон, иногда выклинивающиеся и плохо прослеживаемые. В кварцевых диоритах, гранодиоритах, редко адамеллитах первого ритма магаданской серии широко развиты тела неправильной формы и полосы с включениями микродиоритов или кварцевых диоритов [Андреева и др., 1999]. Кроме того, в гранодиоритах наблюдаются включения контрастного состава: они представлены овоидами диоритов с оторочками лейкогранитного состава и составляют 70-90% от объема породы.

Светлинская габбро-гранитная серия начинает второй мегаритм Магаданского батолита. Она является мультиплетной, состоит из двух сближенных по времени образований габброгранитных многофазных ритмов – раннего



Рис. 4.1.1. Схема районирования Охотского сектора ОЧВП (*A*) и геологического строения Магаданского батолита (*Б*), по [Андреева и др., 1999]

A: *I* – *3* – зоны: *I* – внутренняя, *2* – внешняя, *3* – фланговые; *4* – интрузивные массивы; *5* – Магаданский батолит. *Б*: *I* – четвертичные образования, *2* – вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы; *3* – дукчинская серия; *4* – светлинская серия; *5* – магаданская серия; *6* – конгалинский комплекс; *7* – ольская серия; *8* – нюклинская серия; *9* – венцовский комплекс

Воз- раст	Отложения, комплексы			Абс.возраст, млн лет	ссылка
J ₃ (?)	Метаморфизован	ная осадочно	э-вулканогенная толща		
J ₃ (?)	Венцовский ком- плекс	 1-я группа 2-я группа 3-я группа 4-я группа 	к/з Ol габброиды к/з Q-содержащие габ- броиды м/з и к/з габбро и габбро- пегматиты Плагиограниты и плагио- пегматиты	_	-
	Вторая вулканогенная толща		Контрастная базальт- риолитовая		
	Нюклинская серия	1-й ритм	Габбродиориты Кварцевые диориты Трондьемиты Плагиограниты лейкограниты	101.9±3.9, K-Ar 107±7, Rb-Sr	[Андреева, Изох, 1990]
		2-й ритм	Диориты Граниты лейкограниты	138±9, Rb-Sr 138±4, Rb-Sr 134±09, K-Ar	[Андреева и др., 1999] Котляр, Русакова, 2004 Русакова, 2009
1-й	Скарны, кварцевн	Скарны, кварцевые жилы			
Г-и м е г а р и т м К ₁	Ольская серия		Габбродиориты(?) Диориты Кварцевые диориты Гранодиориты Граниты	-	-
	Конгалинский комплекс		Гранодиориты, гранодиорит-порфиры Адамеллиты, адамеллит- порфиры Лейкограниты, грано- фиры	-	-
	Магаданская сери	<i>ия</i> 1-й ритм	Габбродиориты Диориты Кварцевые диориты Гранодиориты Адамел- литы Граниты лейкограниты	98±2 K-Ar 104.7±7.8 K-Ar	Андреева и др., 1999], [Андреева, Изох, 1990]
		2-й ритм	Диориты Кварцевые диориты Гранодиориты Адамел- литы Граниты Лейкограниты	107±3, Rb-Sr 110±3,1 108±1,1, K-Ar 93,9±1,4 (Bi) 100.1±3.4 (Amph), Ar-Ar	Котляр, Русакова, 2004 Русакова, 2009 Фаррар, 1992

Таблица 4.1.1. Схема последовательности магматических комплексов Магаданского батолита, по [Андреева и др., 1999] с добавлениями данных абсолютного возраста

Окончание таблицы 4.1.1.

2-й м е г а р и т М К ₂	Светлинская серия	1-й ритм	Габбро Диориты Адамеллиты Граниты Лейкограниты	95.7±1, K-Ar	[Андреева, Изох, 1990]		
		2-й ритм	Диориты Кварцевые диориты Адамеллиты Лейкограниты	_			
	Дайки диабазов, лампрофиров						
	Дукчинская серия	1-й ритм	Диориты(?) Кварцевые диориты(?) Гранодиориты, граноси- ентиы Адамеллиты Граниты Лейкограниты	102±4–99±8, Rb-Sr	[Котляр, Русакова, 2004]		
		2-й ритм	Гранодиорит-порфиры, Адамеллит-порфиры Гранит-порфиры Лейкогранит-порфиры, фельзиты	96±2.4, Rb-Sr 90±4, K-Ar 95±4, Rb-Sr	[Андреева и др., 1999], [Котляр и др., 2001],		
	Дайки диабазов, лампрофиров						

интрузивного и позднего дайкового. В первом ритме выделяются габбро и диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты и лейкограниты. Второй ритм образут дайки мелкозернистых порфировидных пород от диоритов, диорит-порфиров до аплитовидных гранитов мощностью до 2 м, а также диориты в виде включений.

Дукчинская диорит-гранитная серия является самой молодой ассоциацией пород в Магаданском батолите и принадлежит второму мегаритму. Серия мультиплетная, состоит из двух простых ритмов. В первом ритме выделяются интрузивные породы: диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты и лейкограниты. Ранние фазы – диориты и кварцевые диориты – встречаются только в виде ксенолитов в гранодиоритах. Второй ритм образует дайки, мощностью от 0.1–0.2 до 1–50 м, мелкозернистых гранодиорит- и адамеллит-порфиров, а также гранофиров и фельзитов [Андреева и др., 1999].

Помимо перечисленных интрузивных комплексов и серий, которые хорошо картируются в береговых обнажениях Магаданского батолита (см. рис. 4.1.1), в его северной части выделяются щелочные граниты, в береговых обнажениях они отсутствуют. Место щелочных гранитов в интрузивной последовательности неясно, так как их контакты с другими комплексами массива нигде не наблюдаются.

Авторы работы [Захаров и др., 2001] отмечают в целом, что плутоны, входящие в состав Магаданского батолита, являются малоглубинными интрузиями; порфировидное и неравномернозернистое сложение гранитоидов, микропойкилитовые и мультиплетные структуры, обилие интрузивных фаз, сближенных во времени, когда новые порции расплава внедряются в пластичные, не полностью затвердевшие породы.

В ареале Магаданского батолита присутствуют уран-молибденовые и молибденовые месторождения [Захаров и др., 2001].

Возраст пород главного ритма Магаданского батолита, по данным K-Ar датирования составляет 101.9±3.9 млн лет, Rb-Sr датирования – 107±7 млн лет; K-Ar возраст пород дополнительного ритма 95.7±1.5 млн лет [Андреева, Изох, 1990] (см. табл. 4.1.1). Rb-Sr возраст лейкогранитов второго ритма нюклинской серии составляет 138±9 млн лет; гранитов магаданской серии – 104.7±7.8 млн лет; K-Ar возраст пород магаданской серии без разделения на ритмы – 98±2 млн лет; К-Аг изохронный возраст лейкогранитов второго ритма дукчинской серии 90±4 млн лет [Андреева и др., 1999].

По данным И.Н. Котляра, Т.Б. Русаковой [Котляр, Русакова, 2004; Русакова, 2009], возраст нюклинской серии составляет 138±4 (Rb-Sr метод) и 134±0.9 (К-Аг метод) млн лет. Rb-Sr изохронные возрасты для гранодиоритов второй и лейкогранит-порфиров четвертой фазы дукчинского комплекса составляют 96±2.4 и 95±4 млн лет соответственно [Котляр и др., 2001]. В работе [Котляр и др., 2001] авторы принимали эти датировки за время внедрения гранитоидов, но в более поздней работе [Котляр, Русакова, 2004] они отмечают, что полученные даты отражают только время термального события, по всей видимости, связанного с поступлением мантийных флюидов, обусловивших низкую величину первичного отношения изотопов стронция в гранитоидах дукчинского комплекса, а внедрение и кристаллизация последних происходили 102±4-99±8 млн лет тому назад. Rb-Sr изохронный возраст для щелочных гранитов северной части массива -117±2 млн лет [Андреева и др., 1973].

Автором совместно с П.Л. Тихомировым [Тихомиров, Лучицкая, 2006а] был изучен *Танюрерский* плутон, расположенный в пограничной зоне Центрально-Чукотского сектора и Восточно-Чукотской фланговой зоны ОЧВП (рис. 4.1.2). Вследствие слабой степени вскрытия массива наблюдению доступны лишь разобщенные выходы плутонических пород в бассейне р. Танюрер на территории 90×120 км.

Массив имеет сложное строение и включает образования трех интрузивных комплексов раннего и позднего мела. Исследовалась северная, наиболее молодая часть массива. Гранитоиды здесь интрудируют туронские вулканиты и, в свою очередь, пересекаются дайками базальтоидов и риолитов. Сходство дайковых риолитов с покровными фациями эмунеретской (вулканомиктовые песчаники, туфы кислого состава, туфобрекчии, игнимбриты и риолиты) и эргываамской свит (игнимбриты риолитового и дацитового, потоки вулканического стекла, реже пирокластические образования) [Белый, Белая, 1998] кампана позволяет считать, что изученная часть массива сформирована синхронно с вулканитами ОЧВП и, вероятно, комагматична эродированной верхней (кампанской) части разреза.

Возраст Танюрерского плутона, определенный Аг-Аг методом по амфиболу, биотиту и плагиоклазу, составляет 79.2±1.9, 79.7±0.4 и 82.9±0.7, 77.3±0.4 млн лет соответственно [Ти-хомиров и др., 2006].

Структурные взаимоотношения плутонических пород указывают на существование, как минимум, семи интрузивных фаз, разнообразных по составу, от габброидов до лейкогранитов. Большую часть плутона составляют среднезернистые гранодиориты с равномернозернистой и порфировидной структурой. Они сложены кварцем (15-25%), плагиоклазом An₄₀₋₂₅ (40–50%), ортоклазом (15–25%), буроватым амфиболом (7-12%) в парагенезе с красновато-бурым биотитом (5–10%). В наиболее меланократовых разностях присутствуют реликты гиперстена и авгита. Из акцессорных фаз широко распространены циркон, апатит, титаномагнетит, сфен, реже встречаются ортит и ильменит.

В породах массива присутствуют мелкозернистые меланократовые включения, по составу варьирующие от гранодиоритов до габбро и монцонитов. Для всех них характерны резкий идиоморфизм плагиоклаза и темноцветных минералов по отношению к кварцу и K-Na полевому шпату. Обычно наличие такого типа включений рассматривается как проявление процесса механического (mingling) смешения магм основного и кислого составов [Granite ..., 1990; Enclaves ..., 1991 и ссылки в ней; Bryant et al., 1997; Попов и др., 1999; Скляров, Федоровский, 2006 и многие другие]. При этом предполагается, что образование магмы кислого состава происходит в результате частичного плавления корового материала под действием высокотемпературной основной магмы. При дальнейшем поступлении новых порций основной магмы она частично смешивается с новообразованной кислой магмой в жидком состоянии и образует в ней включения. Поскольку основная магма имеет более высокую температуру в момент попадания в более низкотемпературную кислую магму, то она испытывает частичное закаливание и в результате образовавшиеся включения имеют более мелкозернистую структуру, чем вмещающие их гранитоиды.

Петро-геохимические характеристики

Все авторы отмечают, что вулканиты ОЧВП по петро- и геохимическим характеристикам яв-



Рис. 4.1.2. Схема геологического строения Центральной Чукотки, составлена П.Л. Тихомировым на основе геологической карты СССР м-ба 1: 250000 (1983 г.), с изменениями (Чукотский террейн на рис. 2.1.1)

А: *1* – кайнозойские впадины; *2* – выступы палеозойского фундамента мезозоид; *3* – смятые в складки образования триаса–юры–неокома (Верхояно-Чукотская складчатая область); *4* – мел-кайнозойские комплексы Корякско-Камчатской складчатой области; *5* – образования позднеюрско-неокомовых вулканических дуг; *6* – отложения Раучуанского прогиба (верхняя юра - неоком); *7* – нижнемеловые отложения «предвулканогенной молассы» (Белый, 1977); *8* – вулканиты ОЧВП; *9* – поздние платобазальты; *10* – крупные гранитоидные и габбро-гранитоидные плутоны; *11* – габбро-ультрабазитовые массивы; *12* – Танюрерский плутон.

Б: 1 – Сибирская платформа; 2–4 – складчатые области: 2 – Верхояно-Чукотская, 3 – Западно-Корякская, 4 – Корякско-Камчатская; 5 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

ляются типичными надсубдукционными образованиями активных континентальных окраин [Филатова, 1988; Объяснительная ..., 2000; Сахно, 2001; Полин, Молл-Столкап, 1999; Котляр, Русакова, 2004; Геодинамика ..., 2006, и др.].

По данным Н.И. Филатовой [1988], альбтуронская базальт-андезитовая формация ОЧВП относится к известково-щелочной магматической серии: она характеризуется высокой глиноземистостью, пониженной железистостью и магнезиальностью, боуэновским трендом дифференциации. По содержанию Sr, Zr, Ni, Co, V базальт-андезитовая формация наиболее близка к известково-щелочным образованиям континентальных окраин. Высокие значения отношений K₂O/Na₂O сближают их с вулканитами Андийского пояса [Объяснительная ..., 2000].

Химический состав формации меняется от фронтальной части к тыловой и выделяются соответственно низкокалиевая, нормальнокалиевая и высококалиевая субформации. На химическом составе формации сказывается и поперечная зональность ОЧВП. Вулканиты юго-западной части пояса, формировавшиеся на дорифейской континентальной коре, по сравнению с породами центральной его части (Пенжинский сектор) обогащены K₂O, CaO, Al₂O₃, FeO, TiO₂. Поперечная зональность подчеркивается и различиями содержаний элементов-примесей.

По данным В.Ф. Полин, В.Г. Сахно и Е.Дж. Молл-Столкап, раннемеловые базальтоиды и андезиты храктеризуются надсубдукционными геохимическими особенностями, которые включают обогащенность крупноионными литофильными элементами и легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми РЗЭ и высокозарядными элементами; отрицательными Nb-Ta аномалиями [Геодинамика ..., 2006]. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb образцы раннемеловых базальтов занимают поле известково-щелочных серий активных окраин континентов.

В интрузивных породах одинаковой основности габбро-гранитной формации комагматичной вулканитам базальт-андезитовой формации от массивов фронтальной части пояса к телам, располагающимся в его тылу, возрастает общая щелочность и калиевость, тогда как магнезиальность и известковистость уменьшается.

Для альб-раннесеноманской дацит-риолитовой формации Центрально-Чукотского сектора, где она имеет наибольшую мощность, характерны возрастание степени кремнекислотности вверх по разрезу, увеличение K₂O, уменьшение CaO и суммарного железа; уровень магнезиальности остается неизменным [Филатова, 1988].

Породы дацит-риолитовой формации относятся к известково-щелочной серии; они обладают умеренной щелочностью, за исключением отдельных участков Чукотки [Филатова, 1988]. Натрий, как правило, преобладает над калием, величина К₂O/Na₂O невелика (≈0.57); породы в большинстве своем пересыщены глиноземом. Наиболее кислые разности характеризуются несколько пониженными по сравнению с кларком содержаниями Тi, Mn, Zr, Cu, V, Sr, Ba, Pb и близким к кларку содержанием Cr [Филатова, Дворянкин, 1974]. По содержанию Mg, Ti, Са дацит-риолитовая формация не испытывает особых изменений по латерали. Щелочность, напротив, изменяется значительно.

Связанный с дацит-риолитовой формацией комагматичный комплекс субщелочных гранитов характеризуется обогащением Rb, Pb, Ba, Th и обеднением Sr, V, Mn, Ni, Co [Филатова, 1988].

По данным авторов [Геодинамика ..., 2006] умеренно кислые и кислые породы ранне- и

позднемеловых формаций ОЧВП по распределению почти всех микроэлементов, в том числе редкоземельных, подобны вулканитам зрелых островных дуг. На диаграмме Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984] точки раннемеловых вулканитов располагаются внутри поля гранитов вулканических дуг и активных окраин, частично попадая в поле внутриплитных гранитов (рис. 4.1.3).

Н.А. Горячев [1998] отмечает, что для тоналитов, гранодиоритов, гранитов раннепозднемеловой серии ОЧВП характерны преобладание натрия над калием (при равном отношении их в гранитах), повышенные концентрации стронция.

Позднесеноманская-кампанская субщелочная дацитовая формация обладает в целом повышенной щелочностью и включает в себя щелочные разности (без модальных и нормативных фельшпатоидов) и реже – породы нормальной щелочности [Филатова, 1988]. Суммарная щелочность в наиболее кислых разностях превышает 8%; содержания К₂О – около 4%, натрия 3.7–4.8%, средние величины К₂O/ Na₂O ~1. Щелочность дацитовой формации возрастает вверх по разрезу, при этом уменьшаются содержания CaO, Al₂O₂, MgO. Породы формации характеризуются повышенными содержаниями Pb, Ba и пониженными -V, Ni, Co, Mn, что сближает их с шошонитами.

Для субщелочной дацитовой формации характерны изменения общей щелочности, содержаний калия и натрия, алюминия и кальция в различных секторах ОЧВП. Так же как и для дацит-риолитовой формации, эти изменения связаны с различными особенностями фундамента пояса. В общем случае содержание литофильных элементов обнаруживает положительную связь со степенью континентальной зрелости и мощности земной коры [Филатова, 1988].

Субвулканические тела дацитового, риодацитового и риолитового состава в составе субщелочной дацитовой формации обогащены W, Be, Mo, Bi. Мелкозернистые гранодиориты, гранитпорфиры обогащены Mo, Be, As, но содержат также повышенные количества Ni, Co, Pb, Bi.

По данным авторов работы [Геодинамика..., 2006], породы позднесенонской трахиттрахириолит-аляскитовой формации по петрохимическим признакам разделяются на две серии: 1) низкощелочную, с натриевым уклоном, высокоглиноземистую и известковистую; 2) субщелочную, с калиевым уклоном, дифференциро-



Рис. 4.1.3. Диаграмма Rb–(Y+Nb) для кислых вулканических пород Чукотского звена Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, по [Геодинамика ..., 2006] и Охотского сектора (Арманская и Малтано-Ольская вулканоструктуры) [Акинин, Миллер, 2011

1–5 – формации: 1 – раннемеловые, 2 – ранне-позднемеловые риолитовые, 3 – позднемеловая риодацитовая, 4 – позднемеловая трахидацит-трахириолит-аляскитовая, 5 – палеогеновые трахибазальтовая и трахибазальт-трахидацит-комендит-щелочногранитная; 6 – риолиты ольской свиты

ванную с вариациями кремнекислотности от 64 до 78%. Породы последней принадлежат плюмазитовому типу, пересыщены кремнекислотой и глиноземом, богаты и пересыщены щелочами.

Н.А. Горячев лейкократовые биотитовые, реже биотит-мусковитовые граниты позднемеловой серии относит к гранитам S-типа. Гранитоиды щелочно-гранитовой позднемеловой ассоциации умереннокислые, калинатровые с суммарными концентрациями щелочей 9–12%. Гранитоиды отличаются повышенными концентрациями циркония, иттрия и ниобия и относятся к типичным гранитам А-типа [Горячев, 1998].

Магаданский батолит. Петро-геохимические характеристики всех комплексов и серий Магаданского батолита детально рассмотрены в работе [Андреева и др., 1999], по которой ниже дается их краткое описание. В более ранней работе [Андреева, Изох, 1990] для Магаданского батолита отмечалось чередование пород натриевой и калиево-натриевой серий с постепенным возрастанием общей щелочности пород с ростом кремнекислотности и более сложным распределением K₂O и Na₂O внутри серии или комплекса.

Вениовский комплекс Магаданского батолита по петрохимическому составу отвечает бимодальной серии, сложенной габброидами и гранитами. Повышенная глиноземистость свидетельствует о принадлежности основных пород к продуктам островодужного магматизма (аналоги высокоглиноземистых базальтов юных островных дуг), а пониженные содержания MgO сближают их с базитами окраинных морей. По мере роста кремнекислотности в породах возрастают содержания Na₂O и падают – CaO и FeO; поведение других главных элементов имеет более сложный характер. Вариации редкоэлементного состава в габброидах (в частности, различия в суммарном содержании РЗЭ и типе Eu-аномалии (рис. 4.1.4, *A*) указывают на гетерогенность первичных расплавов. Величина єNd в образцах габброидов меняется от +4 до +7.

Плагиограниты венцовского комплекса характеризуются повышенной кремнекислотно-



Рис. 4.1.4. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для пород венцовского комплекса (*A*) и нюклинской серии (первый и второй ритмы) (*Б*, *B*), по: [Андреева и др., 1999]

стью (более 74% SiO₂), умеренной глиноземистостью, высокими содержаниями кальция и низкими – калия. По мнению авторов [Андреева и др., 1999], плагиограниты по содержанию большинства редких элементов приближаются к плагиогранитам офиолитовых комплексов.

Породы нюклинской габбро-диоритгранитной серии относятся к высоконатриевым и низкокалиевым породам с нормальной общей щелочностью, однако тренды поведения К₂О относительно SiO₂ достаточно сложные в породах разных ритмов. Элементы-примеси устанавливаются в содержаниях, отвечающих натриевому типу щелочности при умеренной известковистости. В породах первого ритма от ранних фаз к поздним увеличивается содержание Rb и уменьшается содержание Sr. В гранитах второго ритма отмечается существенно более высокое содержание Rb, Ba, существенно меньшее содержание Sr, а также понижение содержаний Ni, Co, Mo, Cu, Zn и повышение Ag.

Распределение РЗЭ в габбро-диоритах, кварцевых диоритах, трондьемитах, лейкогранитах показывает рост суммарных содержаний от габбро-диоритов к кварцевым диоритам и появление отрицательной Еu-аномалии (рис. 4.1.4, *Б*). Степень фракционирования спектров РЗЭ для трондьемитов-лейкогранитов и кварцевых диоритов одинаковая (рис. 4.1.4, *Б*, *В*). Трондьемиты отличаются наиболее низкими содержаниями в легкой части спектра и наиболее высокими – в тяжелой.

Породы *ольской* габбро-диорит-гранитной серии относятся к ассоциациям натриевого типа с повышенной щелочностью: почти во всем интервале кремнекислотности Na₂O преобладает над K₂O, и только в гранитах наблюдаются обратные соотношения. Особенность ольской серии заключается в непрерывном характере перехода от габбро-диоритов к гранитам, широком распространении кварцевых диоритов и отсутствии лейкогранитов. В глав-

ных типах пород ольской серии, в сравнении с нюклинской, происходит увеличение содержаний таких элементов-примесей, как Ba, Sr, Zr, Hf, V, и уменьшение концентраций Rb. На варационных диаграммах SiO₂– Rb, Ba, Sr, K/ Rb, Ba/Rb, K_2O –Rb четко выраженные эволюционные тренды отмечаются только для Rb.

Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ диоритов, кварцевых диоритов характеризуются обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми (Ce/Yb)_N=3.9; в кварцевых диоритах появляется отрицательная Еuаномалия (рис. 4.1.5, *A*). Суммарные содержания РЗЭ в гранодиоритах близки к таковым в диоритах–кварцевых диоритах, но Eu-аномалия отсутствует. Граниты обладают максимальным содержаниями легких лантаноидов (80–100 хондритовых); для них характерна хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (рис. 4.1.5, *Б*).

Конгалинский гранодиорит-гранитный комплекс относится к калиево-натриевым ассоциациям с нормальным типом щелочности: с увеличением кремнекислотности пород в них быстро возрастает роль калия. В отличие от гранитоидов предшествующих серий в гранодиоритах и адамеллитах конгалинского комплекса присутствует нормативный диопсид. Граниты пересыщены глиноземом (ASI = 1.02-1.13) и содержат нормативный корунд. На диаграммах SiO₂–Na₂O, K₂O, Al₂O₃ и другие компоненты выделяются дискретные поля, отвечающие гранодиоритам, адамеллитам и лейкогранитам [Андреева и др., 1999]. Концентрации Cs и Rb в гранитоидах превышают таковые в гранитоидах предыдущих серий почти в 2 раза и во столько же раз обеднены Sr.

Распределение РЗЭ в гранодиоритах и адамеллитах конгалинского комплекса характеризуется асимметричным спектром и отчетливой отрицательной Eu-аномалией (рис. 4.1.5, *B*).

Магаданская габбро-диорит-гранитная серия относится к калиево-натриевым ассоциациям с нормальным типом щелочности. Однако часть



Рис. 4.1.5. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для пород среднего (*A*) и гранитного состава ольской серии (*Б*) и конгалинского комплекса (*B*), по: [Андреева и др., 1999]

составов базитов (включая кварцевые диориты) располагается вдоль границы, разделяющей поля известково-щелочных и субщелочных пород, а некоторые образцы находятся в области субщелочных пород на диаграмме кремнезем и сумма щелочей [Андреева и др., 1999]. В первом ритме магаданской серии равенство щелочей достигается при 67-68 мас. % SiO₂, но с увеличением кремнекислотности роль калия быстро возрастает. Во втором ритме калий преобладает над натрием, начиная с диоритов. Содержания редких элементов близки к таковым в соответствующих породах предшествующих серий, но характеризуются более высокими концентрациями Rb в лейкогранитах первого ритма и в гранитоидах второго ритма. Содержания бария, отношения K/Rb, Rb/Sr отличаются большим разбросом значений, особенно в гранитлейкогранитной области.

По составу и распределению РЗЭ в первом ритме магаданской серии выделяются две группы пород: 1) габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 2) адамеллиты, граниты, лейкограниты. Спектры пород первой группы характеризуются обогащением в легкой части, присутствием отрицательной Еu-аномалии (рис. 4.1.6, A). Спектры второй группы пород отличаются большим обогащением в легкой части, некоторым ростом тяжелых РЗЭ в гранитах и значительным углублением Eu-аномалии (рис. 4.1.6, E). Во втором ритме породы от диорита до гранодиорита обладают в сравнении с аналогичными разностями предшествующего ритма более высокими содержаниями как легких, так и тяжелых лантаноидов (рис. 4.1.6, B, Γ).

Светлинская габбро-гранитная серия представлена высоконатриевыми породами с нормальным типом щелочности. При этом по суммарному содержанию щелочей низкокремнеземистые породы обоих ритмов серии занимают промежуточное положение между известковощелочными и субщелочными породами. Характерной особенностью является высокое значение Na/K отношения в основных породах.



Рис. 4.1.6. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для пород базитового (*A*, *B*) и гранитного (*Б*, *Г*) состава первого и второго ритма магаданской серии, по: [Андреева и др., 1999]

Петрохимический состав гранитоидов близок к тоналитам. Первый ритм – высоконатриевый, второй ритм – умеренно-калиевый, сумма щелочей не превышает 8 мас.%. Изменение режима щелочности по сравнению с предыдущей серией привело к резкому снижению содержаний Rb, Cs и увеличению Sr.

Содержания РЗЭ в породах светлинской серии находятся в наиболее узком из всех серий интервале. Хондрит-нормализованные спектры характеризуются обогащением в легкой части и обеднением в тяжелой (Ce/Yb)_N от 2.1 до 5.2 (рис. 4.1.7, *A*). Максимальное обогащение легкими лантаноидами характерно для кварцевых диоритов и адамеллитов. Спектры диоритов, гранодиоритов и гранитов более пологие. В породах гранит-лейкогранитной группы отчетливо выражена отрицательная Еu-аномалия (рис. 4.1.7, *Б*).

Дукчинская диорит-гранитная серия относится к натриевым сериям повышенной щелочности. По содержанию щелочей наименее кремнекислые породы первого ритма дукчинской серии занимают промежуточное положение между известково-щелочными и субщелочными. По мере роста кремнекислотности составы пород смещаются в область известково-щелочных. В породах второго ритма содержания калия и натрия отвечают известково-щелочному ряду. Гранитоиды по химическому составу приближаются к граносиенитам. В отличие от гранитоидов натриевых серий первого мегаритма, породы дукчинской серии характеризуются более высокими содержаниями Rb и низкими – Sr.

Для пород дукчинской серии характерно повышение суммарных концентраций РЗЭ с ростом кремнекислотности (см. рис. 4.1.7). За счет высоких содержаний тяжелых лантаноидов спектры распределения РЗЭ кислых пород приближаются к симметричным. В адамеллитах, гранитах и лейкогранитах первого ритма отмечается резкая отрицательная Еu-аномалия (Eu/Eu* = 0.4) (рис. 4.1.7, Γ). Во втором ритме все породы имеют почти равное распределение РЗЭ. Отрицательная Eu-аномалия меньшей глубины, чем в первом ритме, наблюдается в гранодиорит- и гранит-порфирах (рис. 4.1.7, Д).

По данным М.Н. Захарова и др. [2001], средний состав пород Магаданского батолита отвечает кварцевому диориту с содержанием SiO₂ 61.35%. и суммой щелочей 5.4%. В породах Магаданского батолита наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержа-

ниями SiO₂ и Na₂O+K₂O и они могут рассматриваться как единая петрохимическая серия.

По данным М.Н. Захарова и др. [2001], средний состав венцовского комплекса отвечает лейкократовому габбро-нориту с содержанием SiO, 44.4%, существенные вариации наблюдаются в значениях FeO/MgO, при среднем 1.16%. Габбро венцовского комплекса относится к островодужной толеитовой серии, тогда как габброиды и гранитоиды магаданской и последующих серий - к известково-щелочной. По сравнению с толеитами венцовского комплекса габбро магаданской серии отличаются меньшей основностью, пониженными содержаниями MgO, более высоким К₂О/Na₂О отношением. Гранитоиды Магаданского батолита неоднородны по составу. Среди них выделяются разновидности с натриевой (K₂O/Na₂O<1) и калиевой (K₂O/Na₂O>1) спецификой. Содержание кремнезема в Na-гранитах колеблется от 65.8 до 72.4, среднее содержание щелочей составляет 7.16%. По большинству петрохимических параметров Na-граниты относятся к Кордильерскому типу І-гранитов. Большинство гранитоидов Магаданского массива относится к высокоглиноземистым и низкощелочным разновидностям, в которых по мере роста кремнекислотности пород увеличивается их общая щелочность, отношение K₂O/Na₂O и FeO/MgO.

По данным М.Н. Захарова [Захаров и др., 2001], в составе Магаданского батолита преобладают гранитоиды известково-щелочного ряда, сопоставимые с породами интрузивной фации внешней зоны ОЧВП, тогда как габбро ранних фаз массива является представителем островодужных толеитов, которые не характерны для ОЧВП как составной части активной континентальной окраины андийского типа.

Гранитоиды Магаданского батолита характеризуются кларковыми и более низкими содержаниями Rb, Cs, Li, K, Sr, P, Zr, Ti, V, Mn, Co, Cr, Ni, несколько повышены содержания Ва [Захаров и др., 2001]. Отмечается геохимическая специализация гранитоидов на W, Mo, Au, Ag и Cu, более сильная в К-гранитах, чем в натриевых.

Первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, определенные в породах некоторых интрузивных серий и комплексов Магаданского батолита, характеризуются низкими значениями. Так, в кварцевых диоритах и гранодиоритах главного ритма магаданской серии они составляют 0.7036±0.0002, в щелочных гранитах – 0.7032±0.0005 [Андреева и др., 1979]; в лейкогранитах нюклинской серии 0.7039±0.0004 [Андреева и др., 1999].



Рис. 4.1.7. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для пород базитового (*A*) и гранитного (*B*) состава светлинской серии; базитового (*B*) и гранитного (*Г*) первого ритма дукчинской серии, *Д* – второго ритма дукчинской серии, по: [Андреева и др., 1999]

La Ce Pr NdPmSmEu Gd Tb Dy Ho Er TmYb Lu

La Ce Pr NdPmSmEu GdTb Dy Ho Er TmYb Lu

La Ce Pr NdPmSmEu Gd Tb Dy Ho Er TmYb Lu

По данным И.Н. Котляра и др. [2001] эти отношения в гранодиоритах второй и лейкогранитпорфирах четвертой фаз Магаданского батолита составляют 0.7028±0.0001 и 0.7081±0.0003 соответственно.

В работе [Андреева и др., 1999] показано, что базиты и гранитоиды Магаданского бато-

лита имеют близкий изотопный состав неодима в интервале +4.9-+6.5.

Танюрерский плутон фланговой зоны ОЧВП образует непрерывный ряд пород от от габбро до лейкогранитов, что хорошо иллюстрируют диаграммы оксиды–SiO₂ (табл. 4.1.2¹; рис. 4.1.8).

Таблица 4.1.2. Петрогенные (мас.%) и редкие элементы (г/т) в представительных образцах пород Танюрерского плутона ОЧВП

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.89	58.3	61.13	68.87	70.35
TiO ₂	0.56	0.84	0.74	0.37	0.31
Al ₂ O ₃	21.62	16.18	16.22	14.18	14.03
Fe ₂ O ₃	4.17	4.74	3.18	2.35	1.52
FeO	2.66	3.8	3.27	1.63	1.43
MnO	0.09	0.15	0.12	0.08	0.07
MgO	3.98	2.59	2.62	1.75	1.21
CaO	10.54	6.16	4.93	2.68	2.06
Na ₂ O	2.35	3.65	3.90	4.13	3.79
K ₂ O	1.41	2	2.78	2.87	4.38
P ₂ O ₅	0.14	0.19	0.2	0.12	0.08
LOI	2.32	1.21	1	0.8	0.65
Сумма	99.73	99.81	100.09	99.83	99.88
Rb	67	63	76	85	140
Ba	900	1500	1200	800	700
Th	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-
Та	-	-	-	-	-
Nb	4	5.4	7.1	7	8.1
Hf	-	-	-	-	-
Zr	68	140	210	110	130
Y	9.5	21	25	15	16
Sr	630	480	420	290	210
La	9.7	21	21	14	32
Ce	21	48	48	34	67
Nd	11	22	25	14	26
Sm	2.6	4.2	4.7	2.6	3.7
Eu	0.77	1.2	1	0.66	0.58
Tb	0.39	0.68	0.69	0.45	0.48
Yb	1.1	2.2	2.3	1.6	2
Lu	0.18	0.35	0.37	0.23	0.32

1 – габбро; 2 – кварцевый диорит; 3 – кварцевый монцодиорит; 4 – гранодиорит; 5 – субщелочной гранит. Анализы выполнены в химико-аналитическом центре ГИН РАН: главные элементы – методом мокрой химии, редкие и редкоземельные элементы – методами РФА и нейтронной активации соответственно

¹Анализывсех пород Танюрерского плутона размещены на сайтеhttp://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1173816&uri=min. htm, здесь даны только представительные анализы



Танюрерский плутон. Характеризуется умеренными концентрациями несовместимых элементов. Их состав близок к среднему по верхней коре континентов. Хондритнормализованные спектры распределения РЗЭ отличаются обогащением в легкой части спектра на уровне 100 хондритовых, они практически горизонтальны в области тяжелых РЗЭ на уровне 10–20 хондритовых; отрицательная Еи-аномалия выражена во всех типах пород, за исключением габбро, наиболее интенсивная аномалия в лейкогранитах (Eu*/Eu_n = 0.19-0.60) (рис. 4.1.9, А). На спайдер-диаграммах элементов-примесей, нормированных по граниту океанических хребтов наблюдаются обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, отрицательная Nb-аномалия (см. рис. 4.1.9, *Б*).

На дискриминантных диаграммах, разделяющих гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, точки Танюрерского массива расположены в поле гранититов вулканических дуг (рис. 4.1.9, *B*).

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

Большинство авторов считают, что Охотско-Чукотский вулканический пояс маркировал окраину Азиатского континента андийского типа в меловое время [Филатова, 1988; Горячев, 1998; Nokleberg et al., 2001; Полин, Молл-Столкап, 1999; Объяснительная ..., 2000; Ноклеберг и др., 2000; Богданов, Филатова, 2001; Сахно, 2001; Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Ханчук, 2005; Геодинамика ..., 2006, и др.].

Заложение ОЧВП в альбское (позднеальбское) время было связано с субдукцией океанической плиты Тихого океана под Евразиатскую плиту. Н.И. Филатова [1988] реконструирует два этапа в развитии пояса и связывает это с изменением геодинамического режима и характера вулканогенных образований в начале сенона. Анализ размещения фаций нижневерхнемеловых отложений и реконструкция глубины магмогенерирующей области позволяют предполагать, что угол наклона сейсмофокальной зоны не превышал 30° [Филатова, 1988]. Заложение ОЧВП происходило на гетерогенном фундаменте, состоящем из блоков переходной, а также разновозрастной континентальной коры, что обусловило изменение химизма позднеальбско-туронских известковощелочных вулканитов.

По данным Н.И. Филатовой [1988], на начальном этапе глубинные части Охотско-Чукотского вулканического пояса находились в условиях умеренного сжатия, поэтому поднимающаяся известково-щелочная магма, образованная при плавлении мантийного клина над зоной субдукции, формировала в коре промежуточные очаги, где расплав подвергался значительной дифференциации. Незначительная часть пород кислого состава ОЧВП могла образоваться за счет дифференциации мантийного расплава базальтового или андезитового состава [Филатова, Дворянкин, 1975]. В.Ф. Полин, Е.Дж. Молл-Столкап [1999] считают, что становление базальт-содержащих формаций ОЧВП в раннемеловой период происходило в режиме преобладающего сжатия, и область магмогенерации в это время находилась в верхних горизонтах мантии в пределах мантийного клина. По мнению авторов работы [Геодинамика ..., 2006] петрологические и геохимические характеристики вулканитов раннеи позднемеловых базальтоидов указывают на формирование из умеренно деплетированной мантии, различно обогащенной «надсубдукционной компонентой».

В сеноне происходило накопление больших объемов вулканитов кислого состава (дацитриолитовая формации). Н.И. Филатова [1988] связывает это с усилением режима сжатия. В этих условиях известково-щелочные расплавы, поднимавшиеся от сейсмофокальной зоны, не достигали земной поверхности, формируя многочисленные интрузивные массивы. На этой стадии формирование основного объема формаций кислого состава связано с процессами палингенеза, приведшими к возникновению коровых очагов вторичной умеренно кислой магмы (вероятно, приближающейся по основности к андезитам-дацитам или к андезитам). Эволюция этой магмы завершилась образованием эвтектоидных расплавов.

Развитие коровых очагов анатектической магмы в фундаменте ОЧВП объясняется повышенным тепловым потоком при внедрении в земную кору мантийных расплавов, которые поступали через систему глубинных разломов (рис. 4.1.10) [Филатова, Дворянкин, 1974; Филатова, 1988; Объяснительная ..., 2000]. Эти разломы определили возникновение поперечных зон риолитового магматизма, нередко выходящих за пределы пояса. Подчеркивается также, что крупным полям развития кислых вулканитов соответствуют блоки земной коры с



Рис. 4.1.9. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (*A*), спайдер-диаграммы элементов примесей, нормированные на ORG (*Б*) и диаграмма Rb–(Y+Nb) (*B*) для пород Танюрерского плутона *1* – габбро; *2* – кварцевый диорит; *3* – кварцевый монцодиорит; *4* – гранодиорит; *5* – субщелочной гранит



Рис. 4.1.10. Эволюция магматизма в Охотско-Чукотском окраинно-континентальном поясе, по: [Объяснительная ..., 2000]

I – появление связанных с зоной субдукции промежуточных очагов мантийной магмы и формирование альб-туронского комплекса; II – начальная стадия возникновения очагов коровых расплавов и накопления альб-сенонского комплекса; III – завершающая стадия развития коровых очагов с формированием вулкано-тектонических депрессий и кальдер

1 – мантийные расплавы; *2* – вулканиты средне-основного состава альб-туронского комплекса; *3* – существенно коровые расплавы; *4* – вулканиты кислого состава альб-сеноманского комплекса; *5* – вулканические постройки

резко увеличенным по мощности «гранитным» слоем [Филатова, Дворянкин, 1975]. Возможно, для таких кислых вулканитов характерны повышенные значения ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr 0.7804, 0.715, отмеченные в работе [Захаров, Звизда, 1999] (в самой работе даны без уточнения, только кислые вулканиты ОЧВП).

Авторы [Геодинамика ..., 2006] также связывают источники магмогенерации средних и кислых пород с нижней и верхней корой. Позднесенонская кислая формация относится авторами к проявлениям внутрикорового магматизма, связанного с плавлением метаморфизованного предшествующими магматическими процессами субстрата под воздействием флюидно-теплового потока, исходящего от внедрившихся в земную кору в сенонское время колонн базальтоидных магм «надсубдукционного» геохимического типа.

Магаданский массив. М.Н.Захаров с коллегами [2001] сопоставляют Магаданский массив по геологическому положению, спектру пород, вещественному составу и направлению эволюции родоначальных расплавов с Прибрежным батолитом Анд и подчеркивают, что Магаданский массив является главной составляющей активной континентальной окраины андийского типа.

Модель развития Охотского сектора ОЧВП В.В. Акинина, Дж.К. Хоуригана [Hourigan, Akinin, 2004] предполагает, что Магаданский плутон внутренней зоны пояса и гранитоиды п-ова Тайгонос (см. раздел 4.2.) внедряются, начиная с альбского времени, вслед за аккрецией Удско-Мургальской островной дуги и продолжают внедряться в течение сеномана. Они также отмечают разрыв во времени между внедрением Магаданского батолита (~97 млн лет) и возрастом вулканитов внешней зоны ОЧВП (86 млн лет, по [Hourigan, Akinin, 2004]). За это время фронт надсубдукционного магматизма должен был мигрировать примерно на 200 км, что авторы объясняют выполаживанием субдукцирующей плиты палео-Пацифики (Кула?).

Детально петрогенезис всех серий и комплексов и всего Магаданского батолита в целом рассмотрен в работе [Андреева и др., 1999].

Для *венцовского* комплекса установлено, что генерация расплавов происходила с участием как вещества субдуцирующей океанической плиты, так и подлитосферной мантии, локализованной вблизи зоны субдукции.

В формировании базитовой группы пород принимали участие два типа расплавов. Первыми внедрялись высокоглиноземистые и относительно низкомагнезиальные магмы. Затем происходило внедрение высокомагнезиальных и относительно низкоглиноземистых расплавов. Дифференциация этих расплавов как на уровне становления массива, так и в промежуточных камерах обеспечила формирование всей гаммы пород комплекса, включая и жильные разности.

Авторы [Андреева и др., 1999] считают, что плагиограниты венцовского комплекса – продукты плавления океанической коры. Если бы они являлись глубокими дифференциатами базитовых магм, то содержания в них таких элементов как K, Rb, Sr, Ba, Zr, РЗЭ, были бы повышены относительно базитовых пород, однако в действительности они, либо не отличаются от базитов по содержаниям этих элементов, либо имеют более низкие их величины. Кроме того, в венцовском комплексе отсутствуют породы среднего состава.

Для пород нюклинской серии предполагается существование двух независимых источников генерации расплавов: мантийного и корового. Габбро-диориты и диориты обоих ритмов образовались, скорее всего, за счет дифференциации базитовых расплавов. Источником гранитоидов был гетерогенный метаосадочный субстрат. При этом имело место частичное смешение кислого и основного расплавов, а также существенное смешение различных типов коровых расплавов. Внедрение диоритов второго ритма происходило, когда гранитоидный очаг продолжал существовать, что привело к образованию синплутонических даек. Все породы обоих ритмов характеризуются повышенным содержанием калия. Предполагается, что основные расплавы были обогащены калием, они привносили калий в кору, что привело к формированию высококалиевых и низконатриевых гранитов.

Для пород ольской серии, как и для пород нюклинской серии предполагается, что породы базитовой и гранитоидной групп произошли из двух различных источников, мантийного и корового. Коровый субстрат, вероятно, был представлен эффузивами андезит-риолитового ряда и метапелитами, испытавшими предшествующий плавлению щелочной метасоматоз. По-видимому, генерация кварцдиорит-гранодиоритовых и гранитных расплавов происходила за счет плавления разных частей зональной метасоматической колонны. Процессы смешения между кислыми и основными расплавами вряд ли играли существенную роль в происхождении промежуточных членов серии.

Конгалинский комплекс представлен преимущественно породами гранодиорит-адамеллитовой группы, для него устанавливается чисто коровое происхождение родоначальных расплавов. Однако коровый источник был гетерогенным: генерация гранодиоритовых и адамеллит-гранитных магм происходила за счет плавления различных субстратов. Общая эволюционная направленность магматизма свидетельствует о постепенном понижении роли натрия и опережающем росте калия по мере формирования более поздних интрузивов.

В процессе формирования пород магаданской серии расплавы основного состава неоднократно поступают в интрузивную камеру: они начинают оба ритма серии и внедряются в момент кристаллизации кварцевых диоритов, гранодиоритов, адамеллитов. Таким образом, базитовый очаг существовал в коре в течение длительного времени и поставлял тепло и летучие в область магмообразования. При этом происходило неоднократное пополнение очага из мантии расплавами различного состава с увеличением содержаний калия, железа, титана в более поздних порциях. Наиболее распространенными гранитоидами магаданской серии являются гранодиориты, которые имеют коровое происхождение.

Явления сосуществования в интрузивной камере расплавов кислого и основного составов (минглинга) играли существенную роль в процессе формирования пород магаданской серии. Одновременно с этим часть гранитоидов (высококалиевые граниты) выплавлялась из коры без отчетливых признаков смешения.

Устойчиво повышенные содержания калия во всех породах магаданской серии и образова-

ние ультракалиевых гранитов свидетельствуют о его привносе в область магмогенерации.

Как и для магаданской серии в процессе формирования пород *светлинской* серии отмечается неоднократное поступление базитовых расплавов в течение всего времени развития гранитоидного магматизма. Кварцевые диориты, часть гранитоидов образовались при значительной роли процессов смешения расплавов. Адамеллиты, граниты и часть лейкогранитов формировались на более высоких уровнях коры и без существенного участия базитовых расплавов. Ультракалиевые и ультранатриевые лейкограниты произошли, по-видимому, за счет предварительного обогащения субстрата калием.

Гранитоиды *дукчинской* серии имеют коровое происхождение, при этом гранитоиды разного состава образовались из различных расплавов, генерировавшихся за счет гетерогенного субстрата. Участие мантийных расплавов обеспечивало перенос тепла и щелочей.

Авторы [Андреева и др., 1999] произвели оценки глубин формирования различных пород Магаданского батолита по данным роговообманкового геобарометра, а также оценку условий кристаллизации и флюидного режима – по данным расплавных и флюидных включений.

Показано, что максимальные глубины (11–13 км) отвечают образованию гранитоидных расплавов, а минимальные (5–7) – кристаллизации в интрузивной камере. Наиболее распространенные породы Магаданского батолита, магаданская серия, формировались на глубине 7–8 км, при этом породы первого мегаритма кристаллизовались на большей глубине, чем второго.

Выявлен высокотемпературный (Тликвидуса 1120-1160°С), «сухой» характер первичных базитовых магм (магаданская серия) и низкотемпературный характер гранодиоритовых, гранитных и лейкогранитных магм (температуры кристаллизации 760-640°С). Кристаллизация магм протекала в условиях мезоабиссальной фации глубинности, при давлениях 2.5-3.8 кбар, но отдельные ранние вкрапленники начинали кристаллизоваться при давлениях ~5 кбар. Кристаллизация поздних порций гранодиоритовых, а также почти всего объема гранитных и лейкогранитных расплавов протекала в условиях кипения (отделения магматического флюида). Установлено, что основными компонентами флюидов для пород венцовского комплекса и ряда базитовых магм являлась углекислота, для подавляющей части магматитов Магаданского батолита – вода и хлор.

Данные по изотопному составу неодима в породах Магаданского батолита [Андреева и др., 1999] свидетельствует о единстве источника коровых пород всех габбро-гранитных серий; протолитом гранитоидов являлась аккреционно-островодужная континентальная кора, которая сформировалась на окраине Азиатского континента за счет переработки в зоне субдукции океанической коры. Сходные значения параметра єNd (от +3.3 до +5.8) в базитах и гранитоидах указывают на близость изотопных характеристик мантийного клина (вероятного источника основных магм) и молодой аккреционно-островодужной коры.

О едином составе источника гранитоидов Магаданского батолита свидетельствуют данные по редким элементам. Это отражается в общих профилях спайдер-диаграмм элементов, нормированных по граниту океанических хребтов, для которых характерно обогащение литофильными элементами относительно высокозарядных, отрицательная Та-аномалия (рис. 4.1.11). По данным Н.В. Андреевой и др., [1999], для гранитоидов также характерны пониженные концентрации сидерофильных элементов (Co, Cr, Ni).

В целом, проблема происхождения габброгранитных серий Магаданского батолита еще далека от окончательного решения. Авторы [Андреева и др., 1999] отмечают, что ни одна из гипотез, таких как кристаллизационная дифференциация, смешение расплавов, вертикальная миграция очага магмообразования, не может объяснить все особенности состава пород. Авторы предполагают более сложные генетические связи между разновидностями пород в различных сериях. Они считают, что не только интрузивная серия, но и интрузивный ритм отвечают самостоятельному магматическому циклу, начинающемуся основными расплавами и заканчивающемуся кислыми.

Генезис габбро (габбро-диоритов) и диоритов, составляющих начальные члены серий или ритмов, связан с фракционированием первичных расплавов состава кварцевых габброноритов. Фракционирование, по-видимому, происходило в промежуточных магматических очагах и нарушалось смешением с основными расплавами различного состава.

Происхождение гранитоидов объясняется в рамках модели корового анатексиса, протекав-



Рис. 4.1.11. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG для гранитоидов Магаданского батолита по сериям [Андреева и др., 1999]: І – нюклинская, ІІ – ольская, ІІІ – магаданская, первый ритм, IV – магаданская, второй ритм, V – светлинская, VI – дукчинская

1 - трондьемит, 2 - плагиогранит, 3 - гранодиорит, 4 - адамеллит, 5 - гранит, 6 - лейкогранит

шего под влиянием теплового потока, вызванного поступлением в область магмогенерации высокотемпературных расплавов основного состава и связанных с ними флюидов. Поступление в кору основных расплавов фиксируется наличием базитов в начальных членах ритмов и синплутонических дайках. Авторы [Андреева и др., 1999] отмечают, что при формировании габбро-гранитных серий сегрегация анатектических расплавов проявлялась только на начальных этапах и на заключительных стадиях в краевых частях анатектического очага. Основная масса гранитоидных расплавов, слагающая главный объем батолита, не претерпевает существенной сегрегации, а ее петро- и геохимический состав отражает средневзвешенный состав источника генерации. Смешение коровых расплавов с мантийными имело место, но не являлось ведущим процессом.

В заключении авторы [Андреева и др., 1999] на примере изучения Магаданского батолита указывают на отсутствие крупных длительно сохраняющихся в коре объемов гранитоидной магмы. По-видимому, плавление коры происходило каждый раз во многих локальных очагах одновременно и максимально проявлялось в местах наиболее крупных поступлений высокотемпературных базальтовых расплавов.

Танюрерский плутон. Гранитоиды плутона по петрографическим и геохимическим особенностям соответствуют гранитам I-типа [Pitcher, 1987].

Массивы І-гранитов, как правило, имеют смешанный источник магм, т.е. плавление континентальной коры индуцируется внедрением магм мантийного происхождения. Наличие меланократовых включений в породах Танюрерского массива свидетельствует о процессе смешения магм кислого и основного состава, что также характерно для батолитов активных окраин андийского типа. Хорошо выраженный Та-Nb минимум и обогащение крупноионными литофильными элементами указывают на связь гранитоидов с надсубдукционной обстановкой. Геохимические характеристики свидетельствуют о сходстве состава источника с составом верхней континентальной коры.

Комплексные оценки глубины становления Танюрерского плутона [Тихомиров, Лучицкая, 20066] указывают на формирование массива в пределах эпизоны на глубине примерно 4–5 км.

Выводы:

1. Постаккреционные гранитоиды Охотско-Чукотского окраинного вулканического пояса входят в состав вулкано-плутонических ассоциаций в виде гипабиссальных и субвулканических тел или образуют многофазные габброгранитные плутоны площадью до 2000 км² (например, Магаданский батолит)

2. Состав гранитоидных формаций меняется как по латерали от внутренней (фронтальной) к внешней (тыловой) зоне ОЧВП, так и от раннемелового к позднемеловому этапу развития пояса. Примером первого варианта является разделение габбро-диоритовой формации альб-туронского возраста на диоритгранодиоритовую (фронтальная зона) гранит-монцодиоритовую субформации (тыловая зона) [Филатова, 1988]. Второй вариант иллюстрирует смена дукчинского габбродиорит-гранодиорит-гранитного комплекса на неорчанский габбро-диорит умереннощелочно-гранитный ранне-среднеальбского и позднеальбского-сеноманского этапов, соответственно [Котляр, Русакова, 2004]; раннепозднемеловой тоналит-гранодиоритовой ассоциации позднемеловыми гранит-лейкогранитовой (S-тип) и щелочно-гранитной (А-тип) [Горячев, 1998]; умеренно-кислых гранитоидов сеноман-сенонского цикла, габбро монцодиоритами, трахиандезитами, латитами раннего сенона и аляскитовыми гранитпорфирами и лейкократовыми гранитами позднего сенона [Геодинамика ..., 2006].

От фронтальной к тыловой зоне пояса в интрузивных породах одинаковой основности габбро-гранитной формации возрастает общая щелочность и калиевость, тогда как магнезиальность и известковистость уменьшаются [Филатова, 1988]. От раннего к позднему этапу развития ОЧВП гранитоиды становятся более лейкократовыми, возрастает общая щелочность и калиевость.

3. Геохимические данные для типового многофазного Магаданского габбро-гранитного плутона подтверждают надсубдукционную природу слагающих его комплексов и сходство с гранитоидными батолитами І-типа андийской окраины. Комплекс геохимических, изотопных и петрологических данных свидетельствует о сложном взаимодействии коровых анатектических и мантийных расплавов в процессе формирования батолита, единстве источника коровых пород всех габбро-гранитных серий, а также о том, что протолитом гранитоидов являлась аккреционно-островодужная континентальная кора [Андреева и др., 1999].

4. Имеющиеся сводки по датировкам плутонических гранитоидных комлексов Rb-Sr методом [Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007] показывают, что их возраст укладывается в интервал 102±4–94±2 млн лет (дукчинский и неорчанский комплексы). Датирование Ar-Ar методом [Тихомиров и др., 2006] дает более молодые возраста 77.3±0.4–82.9±0.7 млн лет (Танюрерский массив). Геохронологические данные, полученные Rb-Sr и K-Ar методами для Магаданского батолита, дают интервал 138±9–96±6 млн лет.

4.2. Центрально-Тайгоносский и Береговой террейны, п-ов Тайгонос: Восточно- и Прибрежно-Тайгоносский пояса гранитоидов

Геологический очерк

Геологическое описание структуры и состава формаций Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов дано в разделе 2.3.

По данным Г.Е. Некрасова [1976], в южной части п-ова Тайгонос выделяют два пояса гранитоидов: Восточно-Тайгоносский и Прибрежно-Тайгоносский.

Восточно-Тайгоносский пояс представлен преимущественно одноименным массивом, имеющим юго-западную–северо-восточную линейную ориентировку, его протяженность составляет 200 км при ширине 25 км. Его юго-восточная граница осложнена Южно-Тайгоносским надвигом (см. рис. 2.3.2 в разделе 2.3). Гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива прорывают образования Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов.

Интрузивы Прибрежно-Тайгоносского пояса прорывают отложения Берегового террейна. Они сложены небольшими телами габбродиоритового или габбро-диорит-тоналитгранодиоритового состава, располагающимися вдоль юго-восточного побережья полуострова.

Возраст гранитоидов обоих поясов ранее определялся как ранне-позднемеловой, так как они прорывают позднеюрские–раннемеловые отложения Берегового террейна, а наиболее поздние их дифференциаты прорывают отложения апта–альба и встречаются в виде гальки в отложениях сеномана–турона и сенона на п-овах Маметчинский и Елистратова, куда на северо-восток продолжаются структуры п-ова Тайгонос [Некрасов, 1976].

⁴⁰Ar–³⁹Ar датировки составляют 103.3±±0.3 и 103.1±±0.5 млн лет по биотиту из гранодиорита и биотитового гранита Восточно-Тайгоносского пояса; по роговой обманке и биотиту из габбро-диорита, роговой обманке из габбро соответственно 100.9±0.6, 101.3±0.5, 103.5±1.9 и 101.1±0.4 млн лет для Прибрежно-Тайгоносского пояса [Бондаренко и др., 1999].

Данные U-Pb SHRIMP датирования по цирконам подтвердили раннемеловой воз-

раст гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов. Изотопные исследования были выполнены Дж. Хоуриганом на SHRIMP-RG в Стенфордском микроаналитическом центре. Для цирконов из гранитоидов обоих поясов характерно наличие зональности, параллельной кристаллографическим ограничениям, и отсутствие ксеногенных ядер, что указывает на магматическое происхождение популяции цирконов (рис. 4.2.1, табл. 4.2.1). Изотопный анализ пар ядро-оболочка не дает значительной разницы в наблюдаемых U-Рb возрастах. Для гранодиоритов Восточно-Тайгоносского массива получены значения 103.4±1.7; 97.0±1.1 и 104.6±1.0 млн лет (см. рис. 4.2.1, А-В); для тоналитов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса – 106.5 ± 0.9 млн лет (см. рис. 4.2.1, Γ) и тоналитов Хылвылчунского плутона в устье р.Кенгевеем (северо-восточная часть пояса) – 105.6±1.1 млн лет (см. рис. 4.2.1, Д) [Hourigan, 2003; Лучицкая и др., 2003]. Для цирконов из гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского получены отдельные значения возраста ~110 млн лет, указывающие, что в этой популяции цирконов может присутствовать более древний компонент.

Для гранитоидов Хылвылчунского плутона есть также данные абсолютного датирования К-Аг методом, указывающие на его позднемеловой возраст (96±2–81±1 млн лет) [Паланджян, 1997].

Геохронометрические данные (К-Аг метод), представленные в работах [Жуланова и др., 2007; Русакова, 2009], по мнению авторов, свидетельствуют о том, что возраст (реликтовая датировка) восточно-тайгоносского комплекса составляет 119 млн лет, а интервалы 99–96, 90–86, 78–75 млн лет отражают моменты повторного включения изотопных часов после термальных событий.

Взаимоотношения пород и петрографический состав плагиогранитных комплексов

Прибрежно-Тайгоносский пояс. Югозападнее м. Поворотный интрузивные породы образуют кварцевый диорит-тоналитгранодиоритовый массив (см. рис. 2.3.3, раздел 2.3). С северо-востока массив имеет тектонизированный интрузивный контакт с пластиной серпентинизированных гарцбургитов, вероятно, являющейся продолжением полосы Главного меланжа (рис. 4.2.2). Вдоль контак-



Рис. 4.2.1. Диаграммы с конкордией и катодолюминисцентные изображения цирконов для гранитоидов Восточно-Тайгоносского (*A*–*B*) и Прибрежно-Тайгоносского поясов (*Г*, *Д*)

та кварцевые диориты сильно раздроблены и ожелезнены, отмечаются мелкие (15-50 см) дайки микрогранит-порфиров, секущие гарцбургиты. Далее в северо-восточном направлении серпентинизированные гарцбургиты по тектоническому контакту граничат с блоком, сложенным габбро, диоритами и в меньшей степени тоналитами, который, в свою очередь, подстилается пластиной, сложенной вулканогенно-осадочными отложениями лагерной толщи. Вдоль контакта присутствуют маломощные линзы серпентинитов. Лагерная толща содержит пачки полимиктового и вулканомиктового флиша, в которых обнаружены Buchia волжско-валанжинского возраста (определение В.П. Похиалайнена, СВКНИИ, Магадан) и радиолярии волжско-готеривского диапазона из кремнисто-глинистых прослоев (определение И.Е. Пральниковой, ГИН РАН) [Чамов, Андреев, 1997]. Базальты лагерной толщи имеют островодужную природу [Чехов, Паланджян, 1994; Соколов и др., 1999].

На северо-западе массив имеет интрузивный контакт с вулканогенно-осадочными отложениями лагерной толщи. Эндоконтактовая фация массива представлена мелкозернистыми габбро и диоритами. Вблизи контакта породы массива содержат ксенолиты вмещающих пород. Массив сложен кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, связанными постепенными переходами. Породы массива секутся дайками аплитовидных гранитов мощно-


Рис. 4.2.1. Окончание







Мори	U(r/r)	Th (r/r)	Th/II	207 Db /206 Db	2381 1/206 Db	Возраст,	Средневзвешенная					
л≌ан.	0 (171)	111(1/1)	111/0	F0/ F0	0/ 10	млн лет	величина возраста					
13.5.1 гра	нодиори	ИТ		1								
13.5-1	96	55	0,58	0,05318 ±0,00347	57,56 ±1,46	$111,0\pm 2,8$	106,2 ± 1,1 млн лет					
13.5-2	137	82	0,60	0,05387 ±0,00239	60,44 ±1,32	105,8 ±2,3	CKBO = 0.90					
13.5-3	71	32	0,45	0,05689 ±0,00366	56,69 ±1,71	112,7 ±3,4	n = 16/16					
13.5-4	191	91	0,47	0,05311 ±0,00223	59,96 ±1,08	106,6 ±1,9						
13.5-5	320	92	0,29	0,04802 ±0,00184	60,73 ±0,83	$105,3 \pm 1,4$						
13.5-6	252	124	0,49	0,04987 ±0,00163	59,92 ±0,88	$106,7 \pm 1,6$						
13.5-8	306	85	0,28	0,05248 ±0,00240	$60,76 \pm 0,86$	$105,2\pm 1,5$						
13.5-9	991	496	0,50	0,04831 ±0,00108	59,39 ±0,87	107,6 ±1,6						
13.5-10	1340	723	0,54	0,04863 ±0,00087	59,60 ±0,67	107,3 ±1,2						
13.5-11	139	38	0,27	0,05066 ±0,00215	57,85 ±1,29	110,5 ±2,5						
13.5-12	128	61	0,48	0,04844 ±0,00267	$61,23 \pm 1,18$	104,4 ±2,0						
13.5-13	121	54	0,44	0,05243 ±0,00271	59,36 ±1,29	107,7 ±2,3						
13.5-14	985	470	0,48	0,04891 ±0,00122	61,13 ±0,89	$104,6 \pm 1,5$						
13.5-15	84	24	0,29	0,05305 ±0,00415	$60,57 \pm 1,61$	105,6 ±2,8						
13.5-16	316	158	0,50	$0,05115 \pm 0,00156$	$60,35 \pm 1,03$	$105,9 \pm 1,8$						
17.1.7 тон	алит											
17.1-1	550	191	0,35	$0,05075 \pm 0,00129$	$60,82 \pm 0,92$	$105,1\pm 1,6$	105,6 ± 1,1 млн лет					
17.1-2	542	201	0,37	$0,05111 \pm 0,00146$	$60,56 \pm 0,73$	$105,6 \pm 1,3$	СКВО = 1.3					
17.1-3	386	126	0,33	$0,04803 \pm 0,00170$	$63,30 \pm 0,92$	$101,0 \pm 1,5$	n = 13/16					
17.1-4	262	68	0,26	$0,05260 \pm 0,00294$	$60,\!44 \pm \! 0,\!96$	$105,8 \pm 1,7$						
17.1-5	396	108	0,27	0,04975 ±0,00139	$59,80 \pm 0,98$	$106,9 \pm 1,7$						
17.1-6	551	194	0,35	0,04954 ±0,00117	59,44 ±0,87	$107,5 \pm 1,6$						
17.1-7	673	350	0,52	0,04901 ±0,00102	59,86 ±0,72	106,8 ±1,3						
17.1-8	813	437	0,54	0,04902 ±0,00134	60,80 ±0,79	105,2 ±1,4						
17.1-9	363	139	0,38	0,04920 ±0,00179	$62,29 \pm 0,97$	$102,7 \pm 1,6$						
17.1-10c	371	103	0,28	0,04949 ±0,00174	$59,88 \pm 1,63$	106,8 ±2,9						
17.1-11	271	67	0,25	0,04905 ±0,00258	57,21 ±0,92	$111,7 \pm 1,8$						
17.1-12	370	134	0,36	0,04847 ±0,00123	62,33 ±0,86	102,6 ±1,4						
17.1-13	577	279	0,48	0,05095 ±0,00101	58,63 ±0,82	109,0 ±1,5						
17.1-14	336	123	0,37	0,04901 ±0,00136	64,89 ±1,20	98,6 ±1,8						
17.1-15	428	184	0,43	0,05111 ±0,00127	60,61 ±1,06	105,5 ±1,8						
17.1-16	401	135	0,34	0,04995 ±0,00121	56,78 ±0,85	112,6 ±1,7						
17.1-17	401	143	0,36	0,05025 ±0,00154	59,81 ±0,83	$106,9 \pm 1,5$						
M-223/1 гранодиорит												
M223/1-1	71	26	0,36	0,07393 ±0,00608	$65,90 \pm 3,07$	95,3 ±4,5	100,7 ± 1,2 млн лет					
M223/1-2	153	62	0,41	0,04144 ±0,00475	63,07 ±2,72	103,6 ±4,5	СКВО = 0.85					
M223/1-3	219	113	0,52	0,04722 ±0,00305	64,33 ±2,42	100,9 ±3,8	n = 14/15					
M223/1-4	97	33	0,34	0,05221 ±0,00526	63,48 ±3,13	101,6 ±5,0						
M223/1-5	73	30	0,41	0,07673 ±0,01132	59,94 ±2,76	104,4 ±5,0						
M223/1-6	236	103	0,44	0,04663 ±0,0030	69,19 ±5,43	93,9 ±7,3						
M223/1-7	100	60	0,60	0,04145 ±0,00525	64,06 ±3,01	102,0 ±4,8						
M223/1-8	132	44	0,33	0,04605 ±0,00363	61,53 ±2,78	105,6 ±4,8						
M223/1-9	1400	958	0,68	0,05097 ±0,00195	66,88 ±4,85	96,6±7,0						
M223/1-10	2696	2662	0,99	0,04942 ±0,00097	58,80 ±2,30	110,0 ±4,3*						
M223/1-11	861	548	0,64	0,04887 ±0,00199	67,24 ±1,99	96,4 ±2,8						
M223/1-11	102	37	0,36	0,05289 ±0,00671	70,56 ±7,18	91,4 ±9,3						
M223/1-12	137	73	0,54	0,05471 ±0,00425	62,29 ±2,13	103,2 ±3,6						
M223/1-13	129	54	0,42	0,04492 ±0,00459	59,35 ±3,07	109,6 ±5,7						
M223/1-14	242	143	0.59	0.04579 ±0.00306	64.10 ±4.22	101.4 ±6.6						

Таблица 4.2.1. Результаты U-Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов

М-219/2 г	раноди	орит					
M219/2-1	191	76	0,40	0,05163 ±0,00403	66,03 ±2,14	97,8 ±3,2*	105,8 ± 1,4 млн лет
M219/2-2	281	111	0,40	0,04419 ±0,00256	62,21 ±1,93	104,7 ±3,2	СКВО = 0.29
M219/2-3	188	91	0,48	0,04646 ±0,00372	63,44 ±2,57	102,4 ±4,1	n = 10/13
M219/2-4	94	52	0,55	$0,04676 \pm 0,00886$	61,92 ±2,91	104,8 ±5,0]
M219/2-5	502	260	0,52	0,05036 ±0,00234	62,18 ±3,24	104,0 ±5,4]
M219/2-6	212	90	0,42	$0,04728 \pm 0,00330$	$61,05 \pm 2,48$	106,2 ±4,3	
M219/2-7	3625	1977	0,55	$0,04937 \pm 0,00094$	57,30 ±4,52	112,9 ±8,8	
M219/2-8	811	442	0,54	0,04633 ±0,00164	56,57 ±7,57	114,7 ±15,2*]
M219/2-9	194	80	0,41	0,04039 ±0,00292	59,91 ±2,05	109,1 ±3,7]
M219/2-10	143	87	0,61	$0,04889 \pm 0,00478$	62,21 ±3,15	104,1 ±5,3]
M219/2-11	229	101	0,44	0,05140 ±0,00338	60,45 ±2,23	106,8 ±3,9]
M219/2-12	1584	862	0,54	$0,04812 \pm 0,00110$	$60,85 \pm 2,05$	$106,5 \pm 3,6$	
M219/2-13	90	41	0,46	$0,04533 \pm 0,00589$	67,56 ±4,11	96,3 ±5,9*	
1.5.1 гран	одиори	Т		·	•	·	·
1.5-1	141	43	0,31	$0,05042 \pm 0,00316$	$61,26 \pm 1,62$	$104,4\pm 2,7$	104,2 ± 1,2 млн лет
1.5-4	541	191	0,35	$0,04878 \pm 0,00108$	$59,14 \pm 0,99$	$108,1\pm 1,8$	СКВО = 0.90
1.5-5	255	77	0,30	$0,05169 \pm 0,00260$	$61,75 \pm 1,39$	103,6 ±2,3	n = 15/16
1.5-6	163	46	0,28	$0,05302 \pm 0,00223$	$61,79 \pm 1,34$	$103,5\pm 2,2$	
1.5-7	116	37	0,32	$0,06959 \pm 0,00339$	$61,78 \pm 1,44$	$103,5\pm2,4$	
1.5-8	224	111	0,49	$0,05406 \pm 0,00232$	$60,42 \pm 1,04$	$105,8 \pm 1,8$	
1.5-9	187	54	0,29	$0,04898 \pm 0,00235$	$61,30 \pm 1,09$	$104,3 \pm 1,8$	
1.5-10	181	69	0,38	0,04921 ±0,00232	$62,66 \pm 1,10$	$102,1\pm1,8$	
1.5-11	231	82	0,36	$0,04839 \pm 0,00170$	$60,24 \pm 1,26$	106,1 ±2,2	
1.5-12	158	47	0,30	$0,05240 \pm 0,00224$	$60,87 \pm 1,25$	105,1 ±2,2	
1.5-13	254	101	0,40	$0,04978 \pm 0,00183$	$60,30 \pm 0,90$	$106,0 \pm 1,6$	
1.5-14	257	115	0,45	$0,05037 \pm 0,00177$	$56,13 \pm 0,98$	113,8 ±2,0	
1.5-15	200	51	0,25	$0,05429 \pm 0,00192$	$62,34 \pm 1,19$	102,6 ±1,9]
1.5-16	229	76	0,33	0,05236 ±0,00304	$61,38 \pm 1,07$	$104,2\pm 1,8$]
1.5-17	170	48	0,28	0,05803 ±0,00422	$61,16 \pm 1,05$	$104,6\pm 1,8$]
1.5-18c	194	79	0,41	0,05154 ±0,00173	$61,60 \pm 1,08$	$103,8 \pm 1,8$]

Примечание: Изотопные исследования были выполнены Дж. Хоуриганом на SHRIMP-RG в Стенфордском Микроаналитическом Центре. 13.5.1. – гранодиорит, Прибрежно-Тайгоносский пояс; 17.1.7. – тоналит, Прибрежно-Тайгоносский пояс; 223/1-1.5.1 – гранодиориты, Восточно-Тайгоносский пояс

стью от 30–50 см до 1.5 м (мощность закалочных зон 5–10 см). Кроме того, присутствуют дайки андезитов (мощность от 2–3 до 6–8 м) и липарито-дацитов (мощность 5–7 м), которые секут не только породы массива, но и вмещающие вулканогенно-осадочные отложения лагерной толщи. Последние по минеральному составу сходны с позднемеловыми субвулканическими телами. По устному сообщению Джереми Хоуригана, ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраст из дайки липарито-дацитов составляет 48±0.23 млн лет.

Габбро эндоконтактовых зон массива сложены плагиоклазом An₅₅₋₅₀, амфиболом, ортои клинопироксеном в различных пропорциях, диориты – плагиоклазом An₃₀₋₃₅, ортопироксеном, роговой обманкой, биотитом, кварцем. Кварцевые диориты основной части массива сложены плагиоклазом An₄₅₋₂₅, кварцем (20– 50%), клинопироксеном (2–3%), амфиболом (15–20%), биотитом (5–10%), кварцем (10%), из акцессорных минералов присутствуют апатит и рудный минерал.

Тоналиты сложены плагиоклазом An₄₅₋₂₅ (65–75%), кварцем (13–20%), амфиболом (1–7%), биотитом (2–8%), К-Na полевым шпатом (около 1%), из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, титаномагнетит и ильменит. При повышении количества кварца и К-Na полевого шпата порода переходит в гранодиорит.

Породы массива содержат большое количество включений более меланократового, чем



Рис. 4.2.2. Интрузивный контакт габбро-диорит-тоналитового массива Прибрежно-Тайгоносского пояса (а), ксенолиты лагерной толщи (лавобрекчия) (б) и ультрабазита (в). Фото Дж.Хоуригана

вмещающая порода состава с более мелкозернистой структурой. Эти включения имеют чаще всего округлую, эллипсовидную, реже – сильно вытянутую форму. По составу они варьируют от габбро до кварцевого диорита. Редко присутствуют округлые включения более лейкократового состава внутри меланократовых включений, т.е. включение во включении. Макроскопически среди включений преобладают диориты с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза, которые визуально сходны с диоритами эндоконтактовых фаций интрузива. Гранитоиды Хылвылчунского плутона в устье р. Кенгевеем в северо-восточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса прорывают осадочные и вулканические образования Берегового террейна, метаморфизованные в амфиболитовой фации, коррелируемые с лагерной толщей [Hourigan, 2003] (рис. 4.2.3, *a*, *б*).

Эндоконтактовые части плутона представлены плагиоклаз-порфировыми габбро и диоритами, которые переходят в тоналиты и плагиограниты. В переходной зоне тоналиты содержат ксенолиты габброидов (рис. 4.2.3, *в*). Маломощные дайки роговообманково-биотитовых гранодиоритов, секущие вмещающие породы,



Рис. 4.2.3. Краевые части Хылвылчунского плутона, устье р. Кенгевеем, северо-восточная часть Прибрежно-Тайгоносского пояса (*a*), контакт тоналитов с вмещающими породами амфиболитовой фации (*б*), линзы плагиоклаз-порфирового роговообманкового габбро в тоналитах (*в*) и складчатые деформации в биотит-роговообманковых диоритах (*г*). Фото Дж. Хоуригана

смяты в складки, осевые поверхности которых субпараллельны сланцеватости во вмещающих породах (рис. 4.2.3, *г*) [Hourigan, 2003].

Габбро и диориты имеют порфировую структуру с зональными вкрапленниками плагиоклаза. Основная масса сложена роговой обманкой и плагиоклазом в различных пропорциях. В диоритах присутствуют кварц и биотит в количестве 2–3%. Акцессорные минералы в диоритах представлены сфеном и рудным минералом.

Тоналиты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены плагиоклазом (An₃₅₋₂₅), кварцем, биотитом и роговой обманкой (1–2%). В плагиогранитах возрастает количество кварца. К-Na полевой шпат составляет не более 1%. Акцессории представлены цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом.

Вмещающие породы, амфиболиты, имеют гнейсовидную текстуру, гранонематобластовую структуру, сложены плагиоклазом (50–60%) и светло-коричневой роговой обманкой (40–50%), мелкие зерна кварца составляют менее 1%.

Восточно-Тайгоносский массив. По данным Г.Е. Некрасова [1976], он имеет сложную морфологию. В наиболее эродированной северо-восточной части массив представлен серией пластовых тел гнейсовидных гранитоидов, разделенных тектоническими чешуями, сложенными породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. На юго-западе, где величина эрозионного среза меньше, массив приобретает форму дифференцированного факолита со сложным концентрическизональным ядром. Массив сложен преимущественно гранодиоритами и тоналитами, в подчиненном количестве встречаются плагиограниты, кварцевые монцониты, двуслюдяные граниты (внутренняя часть массива) и кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты (вдоль юго-восточного контакта массива) [Некрасов, 1976]. Эндоконтактовые зоны массива в районе р. Эналватены имеют полосчатое строение, где чередуются габбро-амфиболиты, диориты с округлыми включениями габбро диаметром 5–10 см и кварцевые диориты. Ширина эндоконтактовой зоны составляет 30-40 м. Собственно массив сложен среднекрупнозернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, связанными постепенными переходами. Эндоконтактовая зона насыщена субгоризонтальными дайками аплитовидных микрогранит-порфиров мощностью 0.1-0.5 м. Дайки аплитовидных гранитов мощностью 0.2–0.3 м рвут кварцевые диориты массива.

В районе бухты Тайгонос представлены наиболее кислые члены интрузивного ком-Восточно-Тайгоносского плекса массива: биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты, биотитовые граниты. Местами наблюдаются фрагменты полосчатости, выраженной чередованием полос разного состава и размерности зерен. Контакт гранодиоритов и биотит-роговобманковых гранитов с биотитовыми гранитами не обнажен. Визуально породы выглядят контрастно: первые - среднекрупнозернистые светлые породы, вторые мелкозернистые серовато-розовые породы.

Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза An₄₀₋₃₅ (60–80%), роговой обманки (10–30%), клинопироксена (5–7%), биотита (2–5%), кварца (2–10%), акцессории представлены апатитом и магнетитом.

Гранодиориты сложены плагиоклазом An₄₀₋₂₅ (55–75%), кварцем (12–15%), полевым шпатом (5–15%), амфиболом (7–8%), биотитом (4–6%), среди акцессорных фаз обычны апатит, циркон и титаномагнетит.

Биотит-роговообманковые граниты сложены плагиоклазом An₃₀₋₂₅ (30–55%), кварцем (25–40%), К-Na полевым шпатом (15– 25%), роговой обманкой (3–6%), биотитом (5–8%), акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном. Биотитовые граниты отличаются более лейкократовым составом, темноцветные минералы представлены биотитом и мусковитом (3–5%), но при этом устанавлено, что мусковит вторичный, развивается по биотиту.

Аплит-граниты из даек обладают мелкозернистой паналлотриоморфной структурой и сложены плагиоклазом, кварцем, К-Na полевым шпатом, биотитом (<3%).

Все породы массива содержат включения более меланократового состава и более мелкозернистые, чем вмещающая порода, аналогичные описанным выше для гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского пояса и Танюрерского массива фланговой зоны ОЧВП и рассматриваемые как результат механического смешения магм основного и кислого состава. Включения имеют преимущественно округлую форму и характеризуются как афировой, так и порфировой структурой.

Ряд признаков указывают и на химическое взаимодействие магм: наличие оторочек из мелких зерен роговой обманки вокруг овоидных зерен кварца во включениях («ocelli»); наличие неравномерной каймы, насыщенной вкрапленниками плагиоклаза вокруг включений с афировой структурой или каймы биотитизированных пород. Есть также отдельные наблюдения, что состав включений меняется в зависимости от состава вмещающих гранитоидов (габбродиориты и диориты в кварцевых диоритах и гранодиоритах; монцодиориты в гранитах).

Петро-геохимические характеристики

Гранитоиды Прибрежно-Тайгоносского и Восточно-Тайгоносского поясов имеют ряд общих петро-геохимических черт, что видно на серии диаграмм, построенных с использованием петрогенных и редких элементов. По соотношению глинозема и щелочей они являются преимущественно низкоглиноземистыми породами (рис. 4.2.4, *A*, табл. 4.2.2, 4.2.3) и имеют индекс ASI=A1₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O<1.1.



Рис. 4.2.4. Диаграммы Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)–Al₂O₃/(CaO+ Na₂O+K₂O) (*A*) и (Nb/Zr)_{*n*} – Zr (*B*) для пород Прибрежно-Тайгоносского и Восточно-Тайгоносского поясов.

1, 2 – Прибрежно-Тайгоносский пояс: диориты, кварцевые диориты, тоналиты: *1* – юго-западная часть, *2* – северовосточная часть; *3* – Восточно-Тайгоносский пояс: гранодиориты, биотитовые граниты, двуслюдяные граниты.

Ком-понент	222/4	223/2	223/1	222/7	219/2	219/9	219/11	222/6	219/8	219/12	221/1	221/7	219/5
SiO ₂	59.62	63.42	63.49	63.57	63.72	65.19	66.52	67.33	70.06	71.26	75.13	76.05	76.5
TiO,	1.40	0.62	0.83	0.56	0.92	0.43	0.58	0.60	0.64	0.43	0.16	0.25	0.08
Al ₂ O ₃	18.04	16.09	15.62	16.51	15.62	14.74	14.6	15.24	13.56	13.67	13.28	12.57	12.2
Fe ₂ O ₃	1.50	2.54	2.21	2.89	2.61	2.60	2.27	1.28	1.20	2.44	0.59	1.18	0.78
FeO	4.51	2.27	2.42	2.35	2.14	1.34	1.85	3.23	1.51	0.64	0.49	0.37	0.44
CaO	4.35	5.66	5.44	5.49	4.71	3.37	3.37	5.02	3.84	2.91	0.55	0.65	0.38
MgO	2.88	2.24	2.96	1.59	3.09	1.92	2.19	1.44	1.00	0.25	0.40	0.41	0.32
MnO	0.15	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.03	0.15	0.05	0.03	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	5.42	3.89	4.37	4.06	4.37	5.18	4.37	3.93	4.49	3.98	4.18	4.18	3.78
K ₂ O	1.35	1.88	1.96	1.97	2.14	3.69	2.72	1.31	3.10	3.37	3.93	4.02	5.18
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.08	0.12	0.01	0.03	0.06	0.13	0.09	0.02	0.01	0.01	0.00
ппп	0.80	0.51	0.70	0.71	0.89	0.90	0.92	0.82	0.07	0.55	0.69	0.40	0.63
Сумма	100.15	99.31	100.14	99.89	100.18	99.46	99.48	100.48	100.19	99.55	99.41	100.10	100.30
Cr	31	-	-	-	52	-	69	-	-	48	15	12	-
Co	15	-	-	-	6.7	-	11	-	-	6.5	0.8	1	-
Sc	24	-	-		6.2	-	9.4	-	-	6	2.3	2.2	-
Nb	3.2	3	2.4	3.6	4.5	-	4.8	4.0	4.6	5.3	6.7	6.8	-
Та	0.2				0.44	-	0.36			0.42	0.58	0.5	-
Rb	31	40	40	38	55	-	77	17	76	93	97	97	-
Sr	430	580	580	510	370	-	290	450	250	200	97	100	-
Ba	280	620	650	610	590	-	620	750	600	700	790	770	-
Th	1.1				17	-	12	2.4		20	11	12	-
Zr	89	110	92	140	130	-	100	120	110	98	85	68	-
Y	14	8.6	7.4	15.0	14	-	12	10.0	10	11	9.4	9.6	-
Hf	2.1				5.6	-	3.5			4.6	3.3	3.6	-
La	5.3	9.70	10.00	12.00	15.0	-	-	12.00	-	16	10	12	-
Ce	14	20.00	23.00	33.00	32.0	-	-	26.00	-	35	24	25	-
Nd	8.4	9.50	11.00	24.00	15.0	-	-	11.00	-	12	9	9	-
Sm	2.2	1.80	1.90	3.10	3.2	-	-	2.30	-	1.9	1.4	1.4	-
Eu	0.82	0.61	0.60	0.80	0.75	-	-	0.68	-	0.39	0.25	0.28	-
Tb	0.46	0.24	0.22	0.41	0.43	-	-	0.29	-	0.17	0.24	0.2	-
Yb	1.4	0.80	0.78	1.20	1.3	-	-	1.20	-	0.71	0.92	0.86	-
Lu	0.23	0.13	0.13	0.19	0.19	-	-	0.18	-	0.13	0.15	0.16	-
La _n / Yb _n	2.53	8.11	8.57	6.69	7.72	-	-	6.69	-	15.07	7.27	9.33	-
La _n / Sm _n	1.49	3.33	3.25	2.39	2.89	-	-	3.22	-	5.20	4.41	5.29	-
Eu _n / Eu*	1.04	1.09	1.07	0.84	0.76	-	-	0.97	-	0.76	0.53	0.63	-

Таблица 4.2.2. Петрогенные элементы (мас.%) и редкие элементы (г/т) в гранитоидах Восточно-Тайгоносского массива

Примечание: 222/4 – диориты из зоны эндоконтактактовой зоны; 223/2–222/6 – кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты; 219/8–221/7 – биотитовые и двуслюдяные граниты; 219/5 – гранит, дайка. Петрогенные элементы определялись методом мокрой химии в Химико-аналитическом центре ГИН РАН, редкие и редкоземельные элементы методами РФА и нейтронной активации соответственно; - – компонент не определялся

<u>Ne o6p.</u>	m-205	m-204	210/3	206/1	m-209	208/10	m-208	210/5	210/4	208/7	<u>208/6</u>	208/15	17.7.1	17.1.7a	<u>17.1.7b</u>	17.1.7c
SIO	55.62	56.34	58.62	58.75	60.11	63.98	64.4	66.33	67.07	59.1	59.17	75.82	51.06	53.98	68.73	70.42
TiO	1.60	1.59	0.77	0.82	0.58	1.02	1.02	0.42	0.63	1.45	1.42	0.08	1.51	0.65	0.36	0.34
Al,Ó,	17.71	17.24	17.02	15.58	15.4	16.2	15.48	14.94	15.01	15.93	15.68	12.96	15.25	17.31	14.88	14.66
Fe,O	1.09	1.43	1.89	1.97	4.51	0.61	1.19	2.33	0.67	1.82	1.15	0.22	1.96	1.31	1.42	1.89
FeO	7.08	7.18	5.49	6.29	3.84	4.58	4.49	2.43	3.16	5.99	7.00	1.25	8.94	6.11	3.02	2.61
CaO	7.86	7.20	6.65	7.53	6.74	5.15	5.26	5.47	5.60	6.29	4.90	1.13	7.77	9.66	3.81	3.63
MgO	3.01	2.84	2.82	3.61	2.75	1.93	2.14	0.99	1.10	2.73	3.18	0.41	6.92	5.41	1.15	0.93
MnO	0.2	0.2	0.21	0.18	0.03	0.15	0.14	0.06	0.12	0.34	0.35	<.01	0.13	0.12	0.08	0.06
Na,O	3.78	4.18	4.12	3.60	4.18	4.28	4.37	4.87	4.40	4.57	4.57	3.98	4.06	2.77	4.06	3.61
K,Ŏ	0.69	0.78	0.69	0.73	0.85	1.30	1.25	0.83	0.81	1.02	1.50	3.21	0.50	0.85	1.69	1.62
P O	0.30	0.30	0.15	0.08	0.00	0.20	0.14	0.04	0.09	0.27	0.19	0.01	0.19	0.09	0.10	0.09
тіп ППП	0.78	0.60	1.45	0.84	0.92	0.74	0.55	1.37	1.18	0.76	0.85	0.52	1.39	1.12	0.25	0.31
CVMMa	99.72	99.88	99.88	99.98	99.92	100.14	100.43	99.58	99.84	100.27	96.66	99.59	100.09	99.42	99.74	100.37
<u>C</u> r					31	43	21	17			49	20	294	127	23	36
Co			1		16	14	11	x			33	6	47	36	5	9
.iZ) () 1				2 1	115	38	14	21
													338	264	37	41
22					25	00	00	0			21	6	44	41	10	4
NIL NIL			- -	- 0	0	v 1	1	L C	4		77	2 4	11 01	2 1 7	12 0	5 63
		1	r.1		4.4	4.0 •	0	7.0	C.2	1	0.0	0.4	11.04	0.14	5.04	0.0 01 0
Ia	_	1	1	1	0.11	0.18	0.2	0.15	1	1	0.3	0.28	0.69 2	0.28	0.21	0.18
Rb	1	-	18	20	22	36	33	22	18	1	42	48	6	21	32	35
Sr			180	140	180	220	180	170	150		230	69	204	307	176	166
Ba	1	1	140	160	580	300	230	160	160	1	310	620	53	239	1046	961
Th			1		2.2	2.4	3.6	1.4	1	1	3.5	13	0.60	1.47	1.17	0.69
Zr			84	96	180	170	190	86	86		160	87	52	37	12	21
			8	25	41	25	36	16	20		27	12	34	20	13	6
Ĥf				, 1	5 40	5 80	610	3 30			4 90	4 50	171	157	0 39	0.57
I a				6 90	0 10	7 50	11 00	5 00	10.00		14 00	12 00	7 88	10 37	6 60	3.87
De La				16.00	00 00	17 00	02200	14.00	22.00		37.00	27.00	7151	20.02	14.16	7.61
<u>.</u>			1	10.00	00.77	nn. / 1	00.07	00.1			00.10		2 10	C2 C	1 77	10.1
NA NA				11 00	16.00	11 00	16.00	7 40	13.00			0 60	15.68	20.28	1 2 2	4 16
DN1			1	2 50	1 00	00.11	1 20	0+./	2 70	1	1 50	1 40	17:00	7.40	1 75	115
IIIC				00.0	4.20	7007	07.4	7.10	0/.0	1	00.4	1.40		1+.4	1./ 7	010
Eu	_	-	1	0.8/	1.10	c <i>6</i> .0	1.10	0.79	0.89		1.80	0.41	1.68	0.88	8 <u>0.0</u>	0.48
Cd	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	5.53	2.68	1.88	1.27
Tb	1	-	1	0.74	1.00	0.59	0.86	0.50	0.63	1	0.74	0.37	0.94	0.45	0.31	0.21
Dy	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	ı	6.22	2.99	2.05	1.37
Ho	1	1	1	I	1	1	1	1	1	1	1	1	1.33	0.69	0.46	0.31
Er	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3.38	1.90	1.24	0.80
Tm	1	1	1	1	1	1	_1	1	1	1	-1	1	0.48	0.28	0.18	0.11
Yb	1		1	2.80	4.20	2.20	3.60	2.00	2.40	1	3.20	1.70	2.99	1.92	1.17	0.75
Lu				0.44	0.68	0.34	0.61	0.35	0.41		0.54	0.32	0.43	0.29	0.17	0.11
La /Yb				1.65	1.45	2.28	2.04	1.67	2.79		2.93	4.72	1.76	3.59	3.81	3.48
La /Sm				1.22	1.15	1.65	1.62	1.47	1.67		1.92	5.29	1.03	2.64	2.36	2.07
Eu /Eu*				0.69	0.63	0 94	0 73	1 00	0 72		1 20	0.75	1 01	1 05	0 96	1 21
חת, חת			<u> </u>	0.0	0.00	12.0	C / . N	1.00	0.14	L	1.40	00	10.1	CO.1	00	17.1
mndH	ечание: н	ого-западь	ная часть	пояса: 20	5, $204 - \mu$	юриты; 21	10/3-209 -	кварцевь	пе диорит	ы; 208/10-	$-210/4 - T_0$	оналиты;	208/7, 208	иdоид – 9/	Thi ng 301	-нохойнє ічі
такта; 20	8/15 – rpi	анит-апли.	г, дайка; (Cesepo-Bo	сточная ч	асть пояса	a, ycrbe p.	Кингевее	:м: 17.7.1	– амфибо.	пит, 17.1.7	'а – Нb ди	юрит 17.1	.7b – Ampl	h-Bi тона	лит, 17.1.7с
– Bi плаг	иогранит	: Hernore	ные элем	тенты опт	елелены т	иетолом м	окрой хиг	лии в Хим	ико-анал	итическом	I uter I	'HH PAH:	редкие и	nenkoseme	льные эл	ементы для
oбnastron	m-205-2(08/15. Merc	АФА Монс	и нейтро	онной акть	ивании сос	TRETCTREF	но. лля о(DDA3TIOB 1	7.7.1–17.1	7c - mero	TOM ICP-V	$\overline{IS} - \overline{KOMIT}$	онент не о	пределял	CS
Tohradoo	1 000 11	17TH 67T 100		d 111011 11 1		NON TITITINAT			T approved						THE PACE	77

Таблица 4.2.3. Петрогенные элементы (мас.%) и редкие элементы (г/т) в гранитоидах Прибрежно-Тайгоносского массива

296

Средние содержания SiO₂ в гранитоидах Прибрежно-Тайгоносского пояса понижены посравнению с І-типом гранитов, по: [Chappell, White, 1983] и І-типом гранитов Пенинсула Рэндж Северной Америки. Последний является типичным представителем Кордильерского І-типа гранитов [Bryant et al., 1997]. По сравнению с ним средние содержания K₂O, Rb, Ba, Sr в гранитоидах Прибрежно-Тайгоносского пояса также понижены, а средние содержания TiO₂, FeO – повышены. В породах Восточно-Тайгоносского пояса средние содержания SiO₂, Na₂O, TiO₂, K₂O, Rb, Ba повышены и содержания Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, FeO, Zr, Y понижены по сравнению с І-типом гранитов Пенинсула Рэндж Северной Америки. Они имеют несколько более низкие средние содержания SiO, по сравнению с І-типом гранитов по [Chappell, White, 1983], а также обеднены FeO, Rb, Zr, Y и обогащены TiO₂, Na₂O.

На диаграмме (Nb/Zr)_n – Zr [31] (рис. 4.2.4, Б) гранитоиды Восточно-Тайгоносского и югочасти Прибрежно-Тайгоносского западной поясов попадают в поле вулканических и плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и окраины континентов). Гранитоиды Хылвылчунского плутона северовосточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса отличаются пониженными содержаниями Zr и имеют отношения $(Nb/Zr)_{n} > 1$, что, по классификации [Thieblemont, Teguyey, 1994], характерно для высокоглиноземистых пород коллизионных зон, однако это находится в противоречии с метаглиноземистым характером гранитоидов. На диаграмме Rb-(Y+Nb) (рис. 4.2.5, А), учитывающей относительные вариации крупноионных литофильных и высокозарядных элементов [Pearce et al., 1984], гранитоиды обоих поясов попадают в поле гранитов вулканических дуг. Для спектров гранитоидов обоих поясов, нормализованных на ORG (рис. 4.2.6) [Pearce et al., 1984], характерны обогащение крупноионными литофильными элементами, обеднение высокозарядными элементами и дефицит Та и Nb.

Несмотря на определенное сходство гранитоидов двух поясов, имеется и ряд отличий, касающихся их отнесения к различным сериям по соотношению K_2O и SiO₂ и характеру распределения редкоземельных элементов.

Прибрежно-Тайгоносский пояс. По соотношению K₂O и SiO₂ породы юго-западной части пояса и Хылвылчунского плутона северо-

восточной части пояса относятся к известковощелочной серии (рис. 4.2.5, *Б*).

На хондрит-нормализованных спектрах РЗЭ кварцевые диориты, тоналиты юго-западной части пояса (рис. 4.2.7, А) имеют сходные типы распределения, указывающие на когенетичность пород. В целом уровень концентраций РЗЭ невысокий на уровне 15-45 хондритовых норм по легким и 9-20 по тяжелым лантаноидам. Графики характеризуются небольшим обогащением легкими РЗЭ ((La/Yb)_n = 1.5-2.3; (La/Sm) = 1.2–1.7), слабой отрицательной Еuаномалией (Eu/Eu^{*}= 0.63–0.94) (см. рис 4.2.7А). Для диоритов эндоконтактовой фации характерен тот же тип распределения с небольшим обогащением легкими РЗЭ ((La/Yb) = 2.93; (La/ Sm) = 1.92), но со слабой положительной Еuаномалией (Eu/Eu^{*}= 1.20) (см. рис. 4.2.7, A). Наличие положительной Eu-аномалии в диоритах эндоконтактовой фации и комплементарной ей отрицательной Еи-аномалии в кварцевых диоритах, тоналитах массива предполагает участие значительного количества плагиоклаза в процессе фракционной кристаллизации магмы с обогащением Eu²⁺ твердой фазы и обеднением им остаточной жидкости.

Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ диоритов, тоналитов и плагиогранитов северовосточной части пояса (рис. 4.2.7, Б) также имеют сходные типы распределения, указывающие на когенетичность пород. В целом уровень концентраций РЗЭ уменьшается от диоритов к плагиогранитам. Спектры характеризуются обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ $((La/Yb)_{\mu} = 3.48 - 3.81; (La/Sm)_{\mu} =$ 2.07–2.64), в плагиогранитах проявлена слабая положительна Еu-аномалия (Eu/Eu^{*}= 1.21) (см. рис 4.2.7, Б). Для тоналитов и плагиогранитов характерны также повышенные отношения Sr/Y (13-19). Эти свойства сближают гранитоиды северо-восточной части пояса с гранитоидами ТТГ серий и адакитами, однако (La/ Yb), отношения в них недостаточно высокие. Некоторая деплетированность средними РЗЭ на хондрит-нормализованных спектрах и отношения $(Dy/Yb)_N \le 1$ свидетельствуют о фракционировании или отделении от расплава роговой обманки.

Восточно-Тайгоносский пояс. По данным Г.Е. Некрасова [1976], гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива образуют непрерывную дифференцированную серию от габбро через кварцевые диориты, гранодиориты, то-



Рис. 4.2.5. Диаграммы Rb – (Y+Nb) (*A*) и K₂O–SiO₂ (*B*) для пород Прибрежно-Тайгоносского и Восточно-Тайгоносского поясов, по: [Pearce et al., 1984]

налиты до двуслюдяных гранитов. По соотношению K_2O и SiO₂ гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива относятся как к известково-щелочной, так и к высоко-калиевой известково-щелочной сериям (рис. 4.2.5, *Б*).

Для спектров гранитов и двуслюдяных гранитов, нормированных по составу гранита океанических хребтов, характерно обогащение литофильными и обеднение высокозарядными элементами по сравнению с составом гранита океанических хребтов (см. рис. 4.2.6, *B*), что сближает их с гранитами островных дуг. Они сильнее обогащены Rb, Ва, Th, K₂O и обеднены высокозарядными элементами по сравнению с гранитоидами Прибрежно-Тайгоносского пояса. Для гранитоидов Восточно-Тайгоносского пояса также характерен дефицит Та и Nb.

Для хондрит-нормализованных спектров гранодиорита и биотитовых гранитов характерно более резкое обогащение легкими РЗЭ $((La/Yb)_n=7.3-15.1; (La/Sm)_n=4.4-5.3)$ чем для гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского пояса (рис. 4.2.7, *B*), в двуслюдяных гранитах более четко выражена отрицательная Еu-аномалия (Eu/Eu^{*}= 0.53–0.76).



Рис. 4.2.6. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG [Pearce et al., 1984], для гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса (*A*), северо-восточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса (*B*)

Sr-Nd изотопные данные были получены для тоналитов и диоритов эндоконтактовой зоны Прибрежно-Тайгоносского пояса и гранодиоритов и двуслюдяных гранитов Восточно-Тайгоносского плутона (рис. 4.2.8; табл. 4.2.4). Все изученные гранитоиды в целом имеют высокие положительные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ и сравнительно низкие значения ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. В сравнении с представленными на Sr-Nd диаграмме (см. рис. 4.2.8) данными по другим гра-



Рис. 4.2.7. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса (*A*), северо-восточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса (*B*) и Восточно-Тайгоносского пояса (*B*) (см. табл. 4.2.2)

нитоидным плутонам Тихоокеанского региона мелового возраста гранитоиды полуострова Тайгонос имеют наиболее примитивные, мантийные изотопные характеристики.

Вариации начальных изотопных составов стронция и неодима внутри выделенных групп

для гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов невелики: различие между пробами наиболее дифференцированных пород не превышают различий между пробами главных разновидностей гранитоидов. Это позволяет утверждать, что древнее (дорифейское)



Рис. 4.2.8. Диаграмма (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀-єNd(T) для гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов *I* – Восточно-Тайгоносский плутон; *2* – Прибрежно-Тайгоносский пояс; I–IV – поля гранитоидов мелового возраста Тихоокеанского региона: I – массив Иллапель, Прибрежный батолит, Чили [Parada et al., 1999], II – батолит Северной Патагонии, Чили [Pankhurst et al., 1999], III – массив Сонора, Северо-Восточная Мексика [Valencia-Moreno et al., 2003], IV – массив Кассэйр, Британская Колумбия, Канада [Driver et al., 2000]

Образец	Rb мкг/г	Sr мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ Sm Nd ₁₄ мкг/г мкг/г		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$				
				Прибрех	кно Тайгонос	ский ма	ассив						
208/6	40.8	227	0.5193	0.705975	0.70523	4.06	16.5	0.1488	0.512830	4.36			
208/10	33.8	207	0.4724	0.705238	0.70456	3.33	13.0	0.1553	0.512838	4.44			
208	28.6	176	0.4714	0.705187	0.70451	4.44	16.7	0.1610	0.512811	3.84			
208/15	52.9	61	2.5090	0.708289	0.70469	1.62	9.79	0.0998	0.512817	4.74			
Восточно Тайгоносский массив													
223/1	42.3	624	0.1963	0.703839	0.70355	2.00	9.69	0.1244	0.512907	6.20			
219/2	60.2	399	0.4368	0.704693	0.70405	2.73	13.6	0.1211	0.512832	4.78			
221/7	99.3	99.3	2.8950	0.708100	0.70386	1.70	9.78	0.1049	0.512888	6.09			

Таблица 4.2.4. Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изотопного изучения валовых проб гранитоидов южной части полуострова Тайгонос.

Примечание. Концентрации элементов и значения отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (с погрешностью лучше ±1%, 2 σ) и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (с погрешностью лучше ±0.5%, 2 σ) определены методом изотопного разбавления. Погрешность значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd не превышает ±0.002% (2 σ). В период проведения исследований значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандарте SRM-987 составляло 0.710259±19 (2 σ_{ed}), а значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd во внутрилабораторном стандарте ИГЕМ РАН «Nd2O3» – 0.512404±12 (2 σ_{ed}), что соответствует значению 0.511857 в стандарте LaJolla. Средние значения и погрешности, полученные для стандартов, даны для 34 и 29 измерений, соответственно. Первичный изотопный состав стронция и значение ε_{Nd} (T) рассчитаны на возраст 102 млн. лет, в расчетах применялись следующие параметры CHUR ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638.

коровое вещество ни в источнике расплава гранитоидов, ни на глубинах становления плутонов не было представлено. Вместе с тем нельзя полностью исключать влияние палеозойской континентальной коры. На изотопном уровне эффект такого влияния не может быть проявлен столь ярко, как в случае взаимодействия расплава с «мантийными» изотопными метками с дорифейской континентальной корой, поскольку различие в изотопных отношениях не будет столь велико.

На диаграммах, использующих составы биотитов как индикаторы геодинамических

обстановок [Abdel-Rahman, 1994] (табл. 4.2.5, рис. 4.2.9, *А*–*Г*), составы биотитов из гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов попадают в поле С, преимущественно известково-щелочных ассоциаций, включающих граниты І-типа.

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

Петрографический состав гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского (габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты) и Восточно-Тайгоносского (габбро-диориты,

Таблица 4.2.5. Анализы (мас.%) биотитов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов и их кристаллохимические формулы

Компонент	223/2				205			208		208/6			
SiO ₂	38.07	38.62	38.86	38.53	36.07	36.97	35.76	35.60	35.81	36.33	37.11	36.18	36.82
TiO ₂	4.78	4.65	3.87	4.52	4.16	4.10	3.88	3.53	3.95	3.90	3.90	3.55	4.12
Al ₂ O ₃	13.86	14.13	14.34	14.40	15.58	15.23	14.51	14.63	14.22	14.72	14.77	14.44	14.01
FeO	18.69	18.27	18.77	18.90	22.73	23.60	23.99	26.76	27.09	26.41	22.97	21.76	22.28
MnO	0.17	0.27	0.22	0.21	0.15	0.19	0.16	0.24	0.34	0.27	0.30	0.28	0.19
MgO	13.56	13.55	13.71	13.26	8.79	8.92	8.42	7.08	6.89	6.95	8.96	8.68	8.84
CaO	0.92	0.55	0.40	0.27	0.28	0.20	0.24	0.21	0.12	0.14	0.14	0.29	0.18
Na ₂ O	9.53	9.68	9.37	9.62	9.04	9.40	8.87	9.35	9.18	9.80	8.06	7.20	7.11
K ₂ O	не опр.	0.04	0.21	n.d.	0.24	0.36	0.04						
Cl	0.11	0.09	0.09	0.05	0.15	0.15	0.15	0.13	0.18	0.17	0.19	0.26	0.26
Сумма	99.79	99.80	99.78	99.84	96.98	98.78	96.07	97.65	98.09	98.77	96.68	93.08	93.96
a.f.u.													
Si	2.83	2.86	2.86	2.85	2.81	2.84	2.83	2.81	2.83	2.85	2.88	2.90	2.91
Ti	0.27	0.26	0.21	0.25	0.24	0.24	0.23	0.21	0.23	0.23	0.23	0.21	0.24
Al	1.21	1.23	1.24	1.25	1.43	1.38	1.35	1.36	1.32	1.36	1.35	1.36	1.31
Fe	1.16	1.13	1.15	1.16	1.48	1.51	1.58	1.76	1.78	1.73	1.48	1.46	1.47
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Mg	1.51	1.51	1.52	1.47	1.03	1.03	1.00	0.84	0.82	0.82	1.04	1.04	1.05
Na	0.13	0.08	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03
K	0.91	0.92	0.88	0.91	0.90	0.92	0.90	0.94	0.92	0.98	0.80	0.74	0.72
F	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.05	-	0.06	0.09	0.01
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03
Mg#	0.57	0.57	0.57	0.56	0.41	0.40	0.39	0.32	0.31	0.32	0.41	0.42	0.42
Al/ (Al+Si+Mg+Fe)	0.18	0.18	0.18	0.19	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19

Примечание: 223/2 – Восточно-Тайгоносский массив; 205–206/8 – Прибрежно-Тайгоносский пояс. Анализы выполнены на кафедре петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова на электронном микроскопе CAMSCAN-4DV LINK AN 10000. Аналитики Е.В. Гусева и Н.Н. Коротаева. Аналитическая ошибка 0.1–0.5%. Формулы рассчитаны на базе 7 катионов в координации (VI) и (IV)



Рис. 4.2.9. Диаграммы FeO–MgO–Al₂O₃ (A), Al₂O₃–MgO (B), MgO– FeO (B), Al₂O₃–FeO (Γ) для биотитов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов.

Поля гранитоидов [Abdel-Rahman, 1994]: А – анарогенных щелочных, Р – высокоглиноземистых S-типа, С – известково-щелочных I-типа.

Биотиты из гранитоидов: 1 – Восточно-Тайгоносского пояса, 2 – Прибрежно-Тайгоносского пояса

диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые монцониты, граниты с преобладанием тоналитов и гранодиоритов) поясов; присутствие роговой обманки и биотита в кислых разностях; наличие меланократовых включений; умеренная глиноземистость; составы биотитов, характерные для надсубдукционных гранитов І-типа; положительные значения єNd (+3.84÷+6.20); низкие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений (0.70355–0.70523) позволяют сопоставлять их с гранитами І-типа, а именно Кордильерского І-типа, по [Pitcher, 1987]. Об этом же свидетельствуют и объемы магматизма Тайгоноса, сравнимые с объемом Кордильерских гранитоидных батолитов.

Вариации отношения Nb/Zr к Zr в гранитоидах п-ова Тайгонос, соотношение Rb и Y+Nb указывают на их сходство с гранитоидами надсубдукционных обстановок (островные дуги или активные континентальные окраины) (см. рис. 4.2.4, *Б*, 4.2.5, *A*). Спайдерграммы гранитоидов, нормированные по граниту океанических хребтов, также имеют черты, характерные для островодужных магматитов: обогащение крупноионными литофильными и обеднение высокозарядными элементами, четко проявленный дефицит Та и Nb относительно других высокозарядных элементов (см. рис. 4.2.6). Характер распределения некогерентных крупноионных литофильных и высокозарядных элементов в асссоциирующих с гранитоидами Прибрежно-Тайгоносского пояса меланократовых включениях свидетельствует о принадлежности вещества включений к продуктам надсубдукционного магматизма [Силантьев и др., 2002].

Для пород гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса характерны сравнительно низкий уровень концентраций РЗЭ, небольшое обогащение легкими РЗЭ, наличие положительной Eu-аномалии в диоритах эндоконтактовой фации и комплементарной ей отрицательной Eu-аномалии в кварцевых диоритах, тоналитах. Эти особенности позволяют предполагать, что гранитоиды Прибрежно-Тайгоносского пояса являются производными основной магмы и образовались при ее фракционной кристаллизации. В работе [Силантьев и др., 2002] предполагается, что родоначальный расплав для гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса образовался при плавлении базитового субстрата, близкого к амфиболитам. Более дифференцированные разности пород были сформированы за счет фракционной кристаллизации расплава.

Распределение РЗЭ в диоритах, тоналитах, плагиогранитах северо-восточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса, характеризующееся обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми при некоторой деплетированности средними РЗЭ ((Dy/Yb)_N \leq 1), наличием положительной Eu-аномалии в плагиогранитах, высокие содержания Al₂O₃ (14.7–14.9%) при SiO₂ 68–70% показывают их сходство с высоко-Al TTГ. Вероятно, их формирование было связано с частичным плавлением метабазитового субстрата в равновесии с реститом, содержащим роговую обманку.

Выплавление основного объема тоналитов и гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса, по-видимому, надо связывать с частичным плавлением нижних частей аккреционноостроводужной коры под воздействием надсубдукционных мантийных магм. При этом имело место частичное механическое (mingling) перемешивание кислой и основной магм, что фиксируется наличием меланократовых мелкозернистых включений в гранитоидах обоих поясов. Наиболее кислые члены серии типа двуслюдяных гранитов могли образоваться при переплавлении более ранних гранитоидов или частичном плавлении метаосадочного субстрата.

В работе [Тихомиров, Лучицкая, 20066] на основании данных микрозондового изучения минералов сделаны предварительные оценки *P*–*T*-условий кристаллизации гранитоидов обоих поясов. Показано, что окончательное становление гранитоидов происходило на сравнительно небольшой глубине (2–4 км для Прибрежно-Тайгоносского пояса и 6–7 км – для Восточно-Тайгоносского пояса) и в интервале температур от 700–770°С [Тихомиров, Лучицкая, 20066].

В целом гранитоидный магматизм обоих поясов приурочен к рубежу раннего и позднего мела, о чем свидетельствуют геологиче-

ские и геохронологические (⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb SHRIMP) данные. Это время характеризуется перестройкой тектонического режима региона. Завершает свое развитие Удско-Мургальская вулканическая дуга, которая функционировала с позднеюрского времени [Филатова, 1988; Парфенов и др., 1993; Соколов, 1992; Соколов и др., 1999], и начинает функционировать Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП).

В настоящее время не существует единой точки зрения была ли Удско-Мургальская дуга на Тайгоносском сегменте энсиалической или окраинно-континентальной [Горячев, 2005], но гранитоидный магматизм Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, скорее всего, был связан с ее завершающими этапами развития; маловероятно, что заложение ОЧВП было связано с мощным проявлением гранитоидного магматизма.

Геохронометрические данные, приведенные в работе Т.Б. Русаковой [2009], показывают, что завершение магматизма в Удско-Мургальской дуге имело место на рубеже 100 млн лет; таким образом, наши датировки гранитоидов ⁴⁰Ar-³9Ar и U-Pb методами свидетельствуют, что гранитоидный магматизм приурочен к завершающим стадиям развития дуги. Тем не менее, ряд авторов придерживается точки зрения, что гранитоиды п-ова Тайгонос представляют собой наиболее ранние плутонические образования внутренней зоны ОЧВП [Hourigan, 2003; Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Тихомиров, 2006]. Отмеченное выше сопоставление гранитоидов с Кордильерским І-типом гранитов скорее свидетельствует в пользу окраинно-континентального расположения Тайгоносского сегмента Удско-Мургальской дуги (рис. 4.2.10). Данные о Sr-Nd изотопном составе гранитоидов обоих поясов показывают, что они образовались при плавлении аккреционно-островодужной коры, и в их формировании не принимал участия материал континентальной коры с дорифейским возрастом [Лучицкая, Шатагин, 2006].

Выводы:

1. По структурной позиции гранитоидный магматизм п-ова Тайгонос является постаккреционным, хотя в северо-восточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса (Хылвылчунский плутон) отмечаются складчатые деформации гранитоидов, т.е. частично он синаккреционный.



Рис. 4.2.10. Палеотектоническая реконструкция J₃–K₁ времени, по: [Соколов и др., 1999] (*A*) и палинспастический профиль через Тайгоносский сегмент континентальной окраины (*Б*)

А: *1*, 2 – Удско-Мургальская островодужная система: *1* – вулканическая дуга, 2 – аккреционная призма; 3–5 – Северо-Азиатская плита: 3 – Сибирская платформа, 4 – структуры ее обрамления, включая террейны мезозоид, 5 – микроконтиненты; 6 – Чукотско-Аляскинский микроконтинент; 7 – Кульполнейская островная дуга; 8 – Северо-Американская плита; *9* – Арктический океанический бассейн; *10* – Мезопацифика, *11* – зоны субдукции; *12* – зоны спрединга; *13* – сдвиги и вращения (стрелки показывают направление движений)

2. Геологические и геохронологические (⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb SHRIMP) данные свидетельствуют, что гранитоидный магматизм Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов приурочен к рубежу раннего и позднего мела; внедрение гранитоидов происходило в интервале времени от 106.5±0.9 до 97.0±1.1 млн лет, т.е. в позднем альбе.

3. Особенности состава Восточно-И Прибрежно-Тайгоносского поясов: наличие широкого спектра пород: габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и граниты (с преобладанием тоналитов и гранодиоритов); присутствие роговой обманки и биотита в кислых разностях; наличие меланократовых включений; умеренная глиноземистость; составы биотитов, характерные для надсубдукционных гранитов І-типа; положительные значения єNd (+3.84--+6.20); низкие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70355-0.70523) позволяют сопоставлять их с гранитами Кордильерского І-типа.

4. Гранитоидный магматизм п-ова Тайгонос, по-видимому, был связан с завершающими этапами развития позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской дуги, Тайгоносский сегмент которой располагался на окраине континента.

5. Гранитоиды Прибрежно-Тайгоносского пояса являются производными основной магмы и образовались при ее фракционной кристаллизации. Выплавление основного объема тоналитов и гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса, по-видимому, надо связывать с частичным плавлением нижних частей аккреционноостроводужной коры под воздействием надсубдукционных мантийных магм. Наиболее кислые члены серии типа двуслюдяных гранитов могли образоваться при переплавлении более ранних гранитоидов или частичном плавлении метаосадочного субстрата.

6. Sr-Nd изотопные данные показывают, что в источнике гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов отсутствовал материал континентальной коры с дорифейским возрастом.

4.3. Террейны Пенинсула, Врангелия, Центральная–Южная Аляска, террейн Юкон-Танана, Восточная–Центральная Аляска и террейны Руби, Коюкук, Западная–Центральная Аляска

Постаккреционные гранитоиды Аляски образуют части сложно построенных батолитов

или гипабиссальные тела, входящие в состав вулкано-плутонических поясов, развивавшихся на окраине Северо-Американского континента в позднемеловое–раннетретичное время.

Геологический очерк

Позднемеловые (маастрихт)-раннетретичные (ранний эоцен) вулканические и плутонические породы этого региона образуют два пояса (см. 2.4.1, рис. 4.3.1): Кускоквим и пояс Аляскинского хребта – гор Талкитна [Hudson, 1983] или пояс хребта Аляска [Wallace, Engebretson, 1984] (далее используется второй вариант названия). Они являются перекрывающими образованиями (overlapping assemblages) для террейнов Пенинсула, Врангелия Центральной–Южной Аляски, террейнов Руби, Тогиак Западной–Центральной Аляски и террейна Юкон-Танана Восточной– Центральной Аляски, описание которых дано в разделах 2.4 и 3.7.

<u>Пояс Кускоквим</u> дугой протягивается на более чем 800 км от Берингова моря до западной части нагорья Юкон-Танана, включая горы Кускоквим (см. рис. 4.3.1). К-Аг датировки дают интервал возраста 77–58 млн лет. Северная часть пояса перекрывает докембрийские (?) и палеозойские континентальные образования террейна Руби, а южная часть – позднепалеозойские и мезозойские комплексы океанической коры основного и среднего состава террейна Тогиак [Moll-Stalcup, 1994].

<u>Пояс хребта Аляска</u> имеет максимальное распространение в одноименном хребте Центральной–Южной Аляски и горах Талкитна (см. рис. 4.3.1), протягивается на 700 км, имея ширину 130 км, и составляет основную часть Аляскинско-Алеутского батолита. Далее к востоку на территории Юкона, Британской Колумбии и юго-восточной Аляски, плутонические породы, по-видимому, коррелируются с подобными образованиями магматической дуги Клюан, функционировавшей в позднемеловое–палеоценовое время [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 2001].

Плутоны пояса хребта Аляска интрудируют образования террейнов Врангелия, Пенинсула, Юкон-Танана и ранне-позднемеловые (альбсеноманские) отложения группы Кускоквим. Внедрение плутонов, согласно К-Аг датированию, происходило от 74 до 55 млн лет [Hudson, 1983; Miller, 1994].

Центральная часть пояса состоит из удлиненного конкордантного вмещающим породам



Рис. 4.3.1. Расположение позднемеловых-раннетретичных вулкано-плутонических поясов Кускоквим и хребта Аляска, Центральная-Южная Аляска

1 – композитный террейн Врангелия; 2 – террейн Чугач; 3 – позднемеловые–раннетретичные пояса Кускоквим и хребта Аляска

батолита, прорывающего палеозойские и мезозойские метаморфические породы и плутоны средне-позднеюрского возраста. В горах Талкитна и хребте Аляска пояс состоит из рассеянных плутонов с резкими дискордантными контактами с вмещающими породами.

Не исключено, что пояса Кускоквим и хребта Аляска составляют единое целое, но контакт между ними на всем протяжении перекрыт четвертичными отложениями, среди которых есть отдельные выступы обнажений плутонических и вулканических пород [Moll-Stalcup, 1994].

Взаимоотношения пород и петрографический состав

<u>Пояс Кускоквим</u> образован вулканическими полями, вулкано-плутоническими комплексами и небольшими плутонами, дайками, силлами. Вулканические поля в одних районах пояса представлены андезитами (поле Новитна), дацитами и риолитами (поля Дишна и Сишу), в других – дифференцированной серией от базальтов до риолитов (поле Йетна). Вулканическое поле Сишу в основании включает также 25-метровую пачку континентальных конгломератов, песчаников и лигнитов, содержащих палиноморфы позднего мела (кампана– маастрихта).

Вулкано-плутонические комплексы представляют собой эродированные вулканические центры, кольцевые структуры с вулканическими потоками и малоглубинными гипабиссальными породами, интрудированными небольшими гранитными штоками. Дайки и силлы имеют тот же состав, что и вулканиты. По данным Е. Молл-Сталкап [1994], в северной части пояса Кускоквим дайки, силлы и штоки, от 1 до 9 км в диаметре, представлены серией монцонитов, монцодиоритов, кварцевых монцонитов до гранитов; иногда зональные штоки в центральной части сложены кварцевыми монцонитами, а по краям – габбро и монцогаббро. В южной части пояса более тридцати небольших штоков от 3 до 15 км в диаметре сложены монцонитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами; присутствуют также дайки и силлы основного состава и дайки, силлы, туфы и брекчии кислого состава. В центральной части пояса интрузивные породы включают гранодиоритовые плутоны, штоки и дайки среднего состава, а также дайки риолитовых порфиров, содержащих гранат.

Состав пород пояса хребта Аляска варьирует вкрест простирания пояса от биотитроговообманковых тоналитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов в юго-восточной части до более кремнеземистых биотитовых гранодиоритов и гранитов с подчиненным количеством кварцевых монцонитов и монцонитов вдоль северо-западной границы [Hudson, 1983; Wallace, Engebretson, 1984; Miller, 1994].

По данным Е. Молл-Сталкап [Moll-Stalcup, 1994], плутоническая активность в хребте Аляска проявлялась в два этапа: ранний (75–60 млн лет) и поздний (65–50 млн лет). На раннем этапе внедрялись плутоны среднего и кислого состава, включая крупный тоналитовый плутон в южной части гор Талкитна. Для поздней стадии характерны плутоны кислого состава, включая кварцевые монцониты и гранитные плутоны в северной части гор Талкитна и прилегающих южных частях хребта Аляска.

Петро-геохимические характеристики

Данные по петрогенным элементам позднемеловых (маастрихт)-раннетретичных (ранний эоцен) гранитоидов пояса Кускоквим говорят о принадлежности вулканических и плутонических пород к типичной известковощелочной серии: уменьшение содержаний породообразующих окислов FeO*, MgO, TiO₂, Al_2O_2 , CaO и увеличение – K_2O и Na₂O с ростом SiO₂. Тренд обогащения железом отсутствует. По соотношению К₂O-SiO₂ породы принадлежат преимущественно к известково-щелочной и высоко-калиевой известково-щелочной серии, часть пород принадлежит шошонитовой серии. В целом содержание калия в породах коррелирует с содержанием несовместимых элементов (Rb, Ba, Th, Nb, U, Sr, LREE) (в высококалиевых сериях содержание несовместимых элементов выше, чем в среднекалиевых). Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на гранит океанических хребтов для плутонических пород, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, Nb-Ta-минимумом, что указывает на их надсубдукционное происхождение (рис. 4.3.2, *A*).

Содержания Rb, Th, Ва значительно повышены относительно ORG. На диаграмме Rb-Y+Nb [Pearce et al., 1984] точки составов гранитоидов пояса Кускоквим локализованы в основном в поле гранитов вулканических дуг, с небольшими перекрытиями с полями внутриплитных и коллизионных гранитов (рис. 4.3.3). Отношения Ва/Та, Ва/La, La/Nb в андезитах пояса сходны с таковыми островодужных андезитов по [Gill, 1981]. Хондрит-нормализованные спектры риолитов, дацитов, кварцевых монцонитов и гранитов сильно варьируют (рис. 4.3.4). Все породы обогащены легкими РЗЭ, но степень обогащения коррелирует с содержанием калия и других несовместимых элементов. По данным [Miller, 1994; Patton et al., 1994; Moll-Stalcup, 1994] родоначальные расплавы испытали значительное фракционирование, и имело место взаимодействие с континентальной корой, на что указывают изотопные и геохимические данные. Так, в северной части пояса андезиты вулканического поля Новитна имеют первичные отношения ⁸⁷Sr/86Sr от 0.7045 до 0.7053, что предполагает небольшую степень ассимиляции породами континентальной коры. Напротив, в южной части пояса риолиты вулканического поля Сишу имеют высокие значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – до 0.7080, а также повышенные содержания Sn, Be, U, W и F, что свидетельствует либо об ассимиляции больших объемов континентальной коры, либо расплавы формировались при плавлении этой коры.

В позднемеловых–раннетретичных гранитоидных плутонах пояса хребта Аляска содержание SiO₂ варьирует от 54.5 до 76%, K₂O – от 2.8 до 5.6%; для них характерно увеличение содержаний SiO₂ и K₂O с юго-востока на северозапад [Miller, 1994]. Породы пояса принадлежат известково-щелочной серии и являются типичными породами андийских окраин. Плутоны ранней стадии развития пояса характеризуются средним–кислым составом и эквивалентны среднекалиевым орогенным андезитам и дацитам. Соотношения SiO₂ и Na₂O, а также Ca, Na, K позволяют выделять среди них две серии:



Рис. 4.3.2. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG, для гранитоидов позднемеловых–раннетретичных вулкано-плутонических поясов Кускоквим (*A*) и хребта Аляска (*Б*)

диорит-тоналит-трондьемитовую, аналогичную известково-щелочной серии Юго-Западной Финляндии [Arth et al., 1978], и «нормальную» известково-щелочную серию [Moll-Stalcup, 1994].Спайдер-диаграммыэлементов-примесей, нормированных на гранит океанических хребтов для гранитоидов известково-щелочной серии, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, Nb–Ta-минимумом, что указывает на их надсубдукционное происхождение (рис. 4.3.2, *Б*). Так же как и в гранитоидах пояса Кускоквим содержания Rb, Th, Ва значительно повышены относительно ORG.

Плутоны поздней стадии развития хребта Аляска в основном имеют более кислый состав и разделяются на две группы по химическому составу и минералогии. Одна группа относится к «нормальной» известково-щелочной серии и сходна с плутонами ранней стадии; к ней при-



Рис. 4.3.3. Диаграмма Rb–Y+Nb для позднемеловых гранитоидов пояса Кускоквим (светло-серое поле), по: [Flanigan et al., 2000]

надлежат гранитные плутоны северной части пояса. Другая группа представлена кварцевыми монцонитами и высококремнеземистыми и высокоглиноземистыми гранитами, занимающими область расплава-минимума на диаграмме Q–Ab–Or. Для пород этой группы характерны средние–высокие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.7054 до 0.7085 [Lanphere, Reed, 1985].

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

Позднемеловые (маастрихт)-раннетретичные (ранний эоцен) вулканические и плутонические породы поясов Кускоквим и хребта Аляска по петро-, геохимическим характеристикам хорошо сопоставляются с надсубдукционными магматитами, образующимися в результате частичного плавления мантийного клина, под воздействием обогащенных щелочами флюидов, поступающих при субдукции плиты и (или) субдуцирующих осадков. Происхождение позднемеловых (маастрихт)раннетретичных (ранний эоцен) магматитов поясов Кускоквим и хребта Аляска связывается с процессом субдукции в северном и восточном направлениях во время периода быстрого дрейфа на север плиты Кула от 74 до 55 млн лет под континентальную окраину Северной Америки (Южная Аляска) [Wallace, Engebretson, 1984; Moll-Stalcup et al., 1994]. Соотношение между поясами хребта Аляска и гор Кускоквим не определено точно, они могут представлять единую дугу, которая расширялась со временем как результат более пологой субдукции плиты Кула. Палеомагнитные данные для вулканических полей позднемелового-раннетретичного возраста указывают на их вращение по часовой стрелке на 30-55°, но отмечают отсутствие смещений по широте относительно Северной Америки со времени образования пород. Эти данные свидетельствуют, что во время образования магматического пояса угол зоны кон-



Рис. 4.3.4. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для вулканических и плутонических пород среднего-кислого состава пояса Кускоквим, по: [Moll-Stalcup, 1994]

А – андезит и риолиты вулканического поля Сишу; *Б* – высокофракционированные риолиты поля Сишу; *B* – риолит и граниты района Слитмул; *Г* – средне- и высококалиевые андезиты и шошониты северной части пояса

вергенции с субдуцирующей плитой составлял 55–80° до вращения Западной Аляски в эоцене [Hillhouse, Coe, 1994; Patton et al., 1994].

Различное строение окраины континента обусловило различную степень контаминации

надсубдукционных расплавов коровым компонентом. Изотопные данные показывают, что в северной части пояса Кускоквим, где он перекрывает докембрийскую (?) и палеозойскую континентальную кору террейнов Руби и других, в гранитоидах и вулканитах фиксируется значительная степень контаминации материалом континентальной коры. В южной части пояса, где в строении континентальной окраины преобладают океанические комплексы, степень контаминации минимальна.

Выводы:

1. Постаккреционные гранитоиды Аляски представлены поясами батолитов или гипабиссальными телами, входящими в состав вулканоплутонических поясов, характеризующих андийскую окраину Северо-Американского континента в позднемеловое–раннетретичное время.

2. Состав дайковых и силловых тел вулканоплутонических ассоциаций *позднемеловогоэоценового* возраста варьирует от монцодиоритов до гранитов (пояс Кускоквим) или меняется вкрест простирания пояса Аляска от биотитроговообманковых тоналитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов до более кремнеземистых биотитовых гранодиоритов и гранитов с подчиненным количеством кварцевых монцонитов и монцонитов.

3. Петро-геохимические данные для гранитоидов *маастрихт-раннеэоценовых* вулканоплутонических поясов свидетельствуют о принадлежности пород к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серии и указывают на их надсубдукционное происхождение (обогащение K, Rb, Ba, Th, U и деплетирование Nb, Ta, Sr, P, Ti). Изотопногеохимические данные показывают, что в областях перекрытия поясами докембрийской или палеозойской континентальной коры имело место взаимодействие с ней родоначальных магм.

4.4. Гранитоидный магматизм трансформных континентальных окраин, Сихотэ-Алинь, и крупномасштабных сдвиговых зон, Британская Колумбия

Геодинамические обстановки трансформных континентальных окраин (обстановки калифорнийского типа), где происходит погружение срединно-океанического хребта под окраину с образованием мантийного окна, впервые были выделены на примере западного побережья Северной Америки [Benz et al., 1992 и др.]. Для них также характерно широкое развитие крупномасштабных сдвигов. Позднее в работах А.И. Ханчука с соавторами [Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, 2000; Голозубов, 2004; Геодинамика ..., 2006; Ханчук и др., 2008] было обосновано выделение такого типа окраин для раннемелового и палеогенового этапов геологического развития Сихотэ-Алиня. А.И. Ханчук также предложил выделять особый тип синсдвиговых гранитоидных плутонов трансформных границ литосферных плит и микроплит [Ханчук, Иванов, 1999] или гранитоидов трансформных континентальных окраин [Ханчук и др., 2008] на примере юрских и раннемеловых гранитоидов Сихотэ-Алиня.

Анализ литературных данных по мезозойским гранитоидным комплексам Британской Колумбии [Hutton, Ingram, 1992; Umhoefer, Schiarizza, 1996; Hollister, Andronicos, 1997; Crawford et al., 1999; Chardon et al., 1999; Andronicos et al., 2003; Chardon, 2003] также показывает, что проявления крупномасштабных сдвигов на континентальной окраине, приводящих к расколу коры и проникающих в верхнюю мантию, является существенным фактором, влияющим на состав продуктов гранитоидного магматизма и *P*–*T*-условия его проявления.

В данном разделе рассмотрен гранитоидный магматизм трансформных континентальных окраин и крупномасштабных сдвиговых зон на примере раннемеловых гранитоидных комплексов Сихотэ-Алиня и Британской Колумбии.

Геологический очерк

Сихотэ-Алинь. Среди главных тектонических структур юга Дальнего Востока выделяют Буреинский и Ханкайский супертеррейны и эпиокеанические орогенные пояса, различающиеся по возрасту главной складчатости и формирования континентальной литосферы: Монголо-Охотский (юрско-раннемеловой), Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский (граница раннего и позднего мела) и Сахалинский (палеоген) [Парфенов, 1984; Натальин, 1991; Ханчук, 2000; Голозубов, 2004; Геодинамика ..., 2006] (рис. 4.4.1). По данным А.И. Ханчука (2000) Буреинский и Ханкайский супертеррейны совместно с террейном Цзямусы на территории Китая рассматриваются как части среднепалеозойского континентального супертеррейна Бурея-Ханка-Цзямуса, а по данным [Sengor, Natal'in, 1996] - как части Сино-Корейского кратона.

Буреинский супертеррейн включает три террейна, сложенных фрагментами палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги с докембрийским метаморфическим фундаментом и фрагментом палеозойской– раннемезозойской пассивной континентальной окраины [Геодинамика, магматизм ..., 2006]. Наиболее ранние из перекрывающих и «сшивающих» образований представлены девонскими и пермскими вулканогенно-осадочными отложениями и палеозойскими гранитами.

Ханкайский супертеррейн также включает несколько террейнов, представленных метаморфическими образованиями от зеленосланцевой до гранулитовой фации и фрагментами раннепалеозойской пассивной окраины и раннепалеозойской аккреционной призмы. Метаморфические образования ранее рассматривались как докембрийские, но определения цирконов из гранулитов террейна Цзямусы, аналогов гранулитов Ханкайского супертеррейна, показали их позднекембрийский возраст Геодинамика ..., 2006]. Перекрывающие и «сшивающие» образований представлены девонскими и каменноугольными морскими и континентальными вулканогенно-осадочными отложениями; средне- и позднепалеозойскими гранитами; триасовыми-кайнозойскими прибрежноморскими и континентальными, нередко угленосными терригенными отложениями. Мезозойские и кайнозойские магматические образования представлены раннемеловыми гранитами и позднемеловыми, палеоген-четвертичными вулкано-плутоническими поясами.

В составе Монголо-Охотского орогенного пояса выделяются террейны различного происхождения [Парфенов и др., 1999]. В восточной части пояса – это террейны палеозойских аккреционных комплексов и юрских турбидитовых бассейнов, которые сформировались в процессе закрытия Монголо-Охотского океана [Ханчук, 2000].

В Сихотэ-Алиньской части Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса выделяются шесть террейнов: Самаркинский (СМ), Баджальский (БД), Журавлевско-Амурский (ЖА), Таухинский (ТУ), Кемский (КЕ) и Киселевско-Маномихинский (КМ) [Ханчук, 2000; Голозубов, 2004; Геодинамика..., 2006] (см. рис. 4.4.1).

Самаркинский террейн сложен юрскими турбидитами с включениями девонских офиолитов, пермских и триасовых кремней, верхнепалеозойских известняков и представляет собой фрагмент юрской аккреционной призмы [Геодинамика, магматизм..., 2006]. Баджальский террейн является продолжением той же юрской аккреционной призмы. От Самаркинского террейна он отличается распространением тектонических покровов верхнетриасовых терригенных пород континентальной окраины и отсутствием офиолитов.

В строении Таухинского террейна Южного Сихотэ-Алиня участвуют базальты спредингового типа, перекрытые верхнеюрскими кремнями; неокомские турбидиты с включениями триасовых и юрских кремней, триасовых известняков и базальтов палеогайотов; титонские турбидиты с включениями фрагментов девонпермских гайотов, пермских и триасовых кремней, а также тектонические покровы пермских, верхнетриасовых и раннемеловых пород континентальной окраины [Голозубов, Ханчук, 1995; Голозубов, 2004;]. Таухинский террейн интерпретируется как титон-раннемеловой аккреционный комплекс [Ханчук, 2000] или фрагмент неокомской аккреционной призмы [Геодинамика ..., 2006].

Журавлевско-Амурский террейн раннемеловых терригенных отложений, мощностью около 10 км, сложен шельфовыми и турбидитовыми отложениями валанжинского возраста с потоками щелочных пикритов и базальтов и является седиментационным комплексом подножия континентального склона [Голозубов, 2004]. В работе [Геодинамика..., 2006] Журавлевский (Журавлевско-Амурский) террейн рассматривается как фрагмент окраинного синсдвигового турбидитового бассейна.

Кемский террейн образован барремальбскими терригенными, главным образом флишевыми отложениями с вулканитами преимущественно основного, значительно реже – среднего и кислого состава. Ранее он рассматривался как фрагмент апт-альбской островной дуги [Ханчук, 2000]. В работе [Геодинамика..., 2006] Кемский террейн интерпретируется как фрагмент раннемелового задугового бассейна.

Киселевско-Маноминский террейн является фрагментом среднемеловой аккреционной призмы, в которой турбидитовый матрикс имеет апт-альбский возраст. Доаптские раннемеловые породы квалифицированы как отложения океанической плиты. В составе аккреционного комплекса описано включение готерив-барремской островной дуги [Геодинамика..., 2006].

Британская Колумбия. Представляет собой горную область, которая является частью более крупной географической провинции Ка-



Рис. 4.4.1. Тектоническая схема Дальнего Востока России (кн. 2, по: (А..И. Ханчук, В.В. Голозубов, Н.А. Горячев, С.Г. Бялобжеский, Л.И. Попеко; [Геодинамика ..., 2006], с изменениями)

надских Кордильер. Структуру района образуют окраина древнего кратона и коллаж террейнов, аккретированных к окраине в разное время в течение мезозоя и начала кайнозоя.

С северо-востока на юго-запад выделяются следующие орогенные пояса: Форланда, Оминека, Интермонтан, Береговой плутонический пояс, Инсулар [Nokleberg et al., 1994а, б, 2001;



Рис. 4.4.1. Окончание

Brew, 1999; Monger, Price, 2002] (рис. 4.4.2).

Пояс Форланда надвинут в восточном направлении на Северо-Американский кратон на расстояние около 200 км. Он сложен осадочными миогеосинклинальными отложениями, сформированными в девонское-раннеюрское время на пассивной окраине Северо-Американского континента.



Рис. 4.4.2. Карта террейнов и орогенных поясов Канадских Кордильер, по: [Hammer, Clowes, 2004] 1–9 – аккретированные террейны внешней зоны: 1, 2 – супертеррейн Инсулар: 1 – Александер (АЛ), 2 – Врангелия (ВР); 3, 4 – Береговой пояс: 3 – нерасчлененные гранитоиды и метаморфиты, 4 – террейн Таку (ТК); 5–9 – супертеррейн Интермонтан, террейны: 5 – Стикиния (СТ), 6 – Кэш-Крик (КК), 7 – Дорси (ДР), 8 – Куэснелла (КН), 9 – Слайд Маунтейн (СМ); 10–13 – Северо-Американские перикратонные террейны: 10 – террейн Кутеней (КТ); 11, 12 – перемещенные террейны континентальной окраины; 11 – Нислинг (НЛ), 12 – Кассиар (КС); 13 – древний кратон Северной Америки; 14 – деформационный фронт Кордильер

Пояс Оминека состоит из террейнов Слайд Маунтин, Кассиар и Юкон-Танана; последний продолжается с территории Аляски. Эти террейны представляют собой фрагменты магматических дуг, сформированных в девонскокаменноугольное время на окраине Северо-Американского континента.

В строении супертеррейна Интермонтан участвуют террейны Кэш-Крик, Нислинг и

Стикиния. Террейны Кэш-Крик и Нислинг сложены осадочными породами, которые сформировались в Западной Пацифике в пермское– среднетриасовое время (280–230 млн лет). Осадочные карбонатные породы террейна Кэш-Крик содержат фузулиниды, кораллы и конодонты, которые характерны для пермских отложений Тетиса, Юго-Востока России и отсутствуют в Северной Америке [Nokleberg et al., 1994а, 6]. Южная часть террейна Кэш-Крик интерпертируется как аккреционный клин и комплекс зоны субдукции раннемезозойской островной дуги [Nokleberg et al., 1994а, б]. Террейн Стикиния представляет собой фрагмент островной дуги каменноугольного–раннеюрского возраста (320–190 млн лет), сформировавшейся в Восточной Пацифике [Nokleberg et al., 2001]. Амальгамация террейнов Кэш-Крик и Стикиния и их причленение к окраине Северной Америки происходило в ранне- и среднеюрское время соответственно [Currie, Parrish, 1993, 1997].

Береговой плутонический пояс, охватывающий одноименный хребет, состоит из плутонических и метаморфических пород мезозойского-третичного возраста, осадочных и вулканических пород позднепалеозойскоготретичного возраста и фрагментов раннепалеозойских и докембрийских комплексов.

Супертеррейн Инсулар объединяет террейны Александер, Врангелия, Чугач и Юкатат. Как было показано в разделе 2.4., террейны Врангелия и Александер представляют собой фрагменты позднепалеозойской и раннесреднепалеозойской островных дуг. Их амальгамация происходила в карбоне (~320 млн лет назад), а причленение к континенту – в среднемеловое время (~115 млн лет назад). Об этом же свидетельствуют данные [Johnson et al., 2006] о том, что в позднетриасовое-раннемеловое время супертеррейны Инсулар и Интермонтан разделяло океаническое пространство. Есть также данные о значительных перемещениях террейнов Врангелия и Александер в позднемеловое время с широты сегодняшней Калифорнии [Hollister, Andronicos, 1997]. Террейны Чугач и Юкатат сложены осадочными породами позднемелового-третичного возраста.

Взаимоотношения пород и петрографический состав интрузивных комплексов

Сихотэ-Алинь. Синсдвиговые раннемеловые гранитоиды широко распространены в пределах Сихотэ-Алиня (см. рис. 4.4.1). По данным гравиметрии они залегают субгоризонтально, имеют плитообразную форму и вертикальную мощность 1.5–4 км при значительных (десятки километров) размерах в плане [Петрищевский, 2007; Голозубов, 2004].

Многие авторы [Хетчиков и др., 1996; Рязанцева и др., 1998; Изосов, Коновалов, 2005] выделяют среди раннемеловых гранитоидов три комплекса: хунгарийский, татибинский, дальнинский.

Хунгарийские граниты готеривского возраста распространены в пределах Самаркинского террейна (см. рис. 4.4.1). Они образуют крупные куполовидные интрузии с полого погружающимися контактами. По данным М.Д. Рязанцевой и др. [1998], главные разновидности представлены биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Краевые части массивов нередко сложены гранодиоритами. Н.В. Бердников, Н.П. Романовский [1999] для более северных районов развития гранитоидов указывают наличие в них ксенолитов раннемеловых осадочных пород. В.П. Симаненко и др. [1997] отмечают также присутствие ксенолитов габброидов. Они подразделяют хунгарийские гранитоиды на две фазы: 1) крупно- и среднезернистые биотитовые и двуслюдяные кордиеритсодержащие кварцевые диориты, гранодиориты и меланократовые граниты; 2) мелкозернистые граниты и лейкограниты, слагающие мелкие тела и дайки. Авторы отмечают, что для хунгарийских гранитоидов характерно отсутствие амфиболов даже в наиболее основных разновидностях пород при обогащенности их биотитом и высокоглиноземистыми минералами – гранатом, кордиеритом, мусковитом, реже встречаются андалузит, силлиманит, гиперстен. Плагиоклаз всегда преобладает над калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы представлены монацитом, апатитом, турмалином, ильменитом, рутилом, цирконом и топазом. С гранитами хунгарийского комплекса связаны скарновые месторождения шеелитовых руд [Симаненко и др., 1997]

Граниты татибинского комплекса распространены в пределах Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов и имеют позднеальбский-раннесеноманский возраст Герасимов и др., 1994; Симаненко и др., 1997; Рязанцева и др., 1998]. В районе месторождения вольфрамоносных скарнов Восток-2, связанного с гранитоидами татибинской серии, последние датированы Rb-Sr методом в широком интервале от 128±16 до 98±15 млн лет [Хетчиков и др., 1994, 1996]. К-Аг-датировки татибинской серии имеют диапазон значений 105-85 млн лет. Недавно получены новые U-Pb SHRIMP и Rb-Sr данные о возрасте гранитоидов татибинской серии в районе Малиновской рудно-магматической системы, перспективной на вольфрамовое оруденение [Аленичева и др., 2008]. Они составляют 103.5±0.8, 105.8±1.0, 105.2±2.2, 95.8±1.0 и 113.8, 111.9, 93.51 млн лет, соответственно. Кроме того, в цирконах обнаружены ксеногенные ядра с возрастами 109.1±0.5, 114.09±0.5, 120.9±1.6, 139.4±6, 403.5±7.8, 1123±12 млн лет.

Массивы комплекса имеют многофазное строение и образованы тремя группами пород, соответствующих последовательным фазам их формирования, это: 1) диориты, кварцевые диориты и граномонцониты; 2) амфиболбиотитовые и биотитовые гранодиориты, адамеллиты, амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, часто порфировидные; 3) лейкограниты, гранит-порфиры, аплиты [Симаненко и др., 1997; Рязанцева и др., 1998]. Лейкократовые граниты образуют небольшие штоки и дайки. В их составе резко преобладают калишпат и кварц, почти постоянно присутствуют мусковит и гранат. Для гранитов комплекса характерно также наличие шлиров пегматитов с гранатом и турмалином.

Основные разновидности гранитоидов первой фазы, кварцевые монцониты и граномонцониты, характеризуются преобладанием плагиоклазов над калиевым полевым шпатом, повышенным содержанием темноцветных минералов (биотит 6–9%, роговая обманка 3–5%, пироксен до 1%) [Симаненко и др., 1997]. Среди акцессорных минералов встречаются циркон, шеелит, ильменит, рутил, сфен, монацит, ортит.

Граниты второй фазы содержат плагиоклаз, кварц и калишпат примерно в равных соотношениях и обеднены темноцветными минералами, среди которых присутствуют биотит и роговая обманка, редко – ферроавгит. Акцессорные минералы представлены гранатом, касситеритом, ильменитом, цирконом, апатитом, ортитом, сфеном, топазом [Симаненко и др., 1997].

В северной части Самаркинского террейна часть гранитоидов татибинского комплекса выделяется как *дальнинский комплекс*. Возраст пород колеблется от 128 до 98 млн лет, по данным Rb-Sr метода [Хетчиков и др., 1996]. Среди них выделяются породы трех фаз: 1) диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; 2) средне-крупнозернистые граниты; 3) мелкозернистые биотитовые, лейкократовые, иногда аплитовидные граниты [Герасимов и др., 1994; Хетчиков и др., 1996].

Гранодиориты первой фазы характеризуются преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, широким распространением темноцветных минералов – биотита, роговой обманки, реже – пироксена. Среди акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, шеелит, ильменит, рутил, сфен, монацит, ортит. Особенно характерны высокие содержания апатита [Хетчиков и др., 1996].

Биотитовые граниты разной зернистости, лейкограниты, гранит-порфиры, аляскитовые граниты второй и третьей фаз обладают графическими или гипидиоморфнозернистыми структурами и в их составе плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц находятся примерно в равных соотношениях. Среди акцессорных минералов по сравнению с гранодиоритами первой фазы преобладают ортит и монацит, а также присутствуют топаз и касситерит [Хетчиков и др., 1996].

В работе [Ханчук и др., 2008] представлен петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин - раннемеловой Успенский интрузив Южного Приморья. Для него четко установлено соответствие времени внедрения гранитоидов с этапом существования в Приморье режима трансформной континентальной окраины, сопровождаемое крупномасштабными сдвиговыми перемещениями вдоль Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома. Показано, что отличительной чертой данного интрузива является его синтектонический характер. Это выражается в повсеместной гнейсовидности пород, едином стиле деформаций гранитоидов массива и вмещающих пород, ориентированном расположении многочисленных ксенолитов вмещающих пород.

В строении массива наблюдается антипоследовательность интрузивных дромная комплексов (от ранних к поздним): 1) гранатдвуслюдяные и гранат-биотитовые гранитлейкограниты, 2) крупнозернистые биотитовые граниты, 3) среднезернистые биотитовые (амфибол) гранодиориты и меланограниты [Ханчук и др., 2008]. Породы жильной серии (аплиты, пегматиты, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, лейкогаббро и лампрофиры) образуют дайки и мелкие тела, прорывающие все перечисленные разности гранитоидов. U-Pb датирование цирконов из гранитоидов первой и третьей фаз показало, что возраст кристаллизации гранатсодержащих гранитов первой фазы Успенского массива составляет 103.3±2.4 млн лет, а для гранодиоритов и меланогранитов третьей фазы он, вероятно, несколько моложе [Ханчук и др., 2008].



Рис. 4.4.3. Карта террейнов и плутонических комплексов Береговой сдвиговой зоны, по: [Crawford et al., 2005]

Береговой плутонический пояс. В поясе протяженностью около 2000 км с запада на восток выделяются пояса гранитоидов юрского, ранне-среднемелового и третичного возраста [Roddick, Hutchison, 1974; Hollister, Andronicos, 1997; Gordee, 2003]. Вдоль западной границы Берегового плутонического пояса простирается Береговая сдвиговая зона (Coast shear zone), в работе [Hollister, Andronicos, 1997] – сдвиговая зона Байджа.

Одним из компонентов сдвиговой зоны являются гнейсы и мигматиты, образующие Центральный гнейсовый комплекс, интрудированный серией пластовых рассланцованных тоналитовых и гранодиоритовых плутонов и даек, известных как «Великий тоналитовый силл» (западная часть Берегового плутонического пояса [Hutton, Ingram, 1992]). Возраст плутонов и даек 72–58 [Hollister, Andronicos, 1997], 83–59 млн лет [Chardon et al., 1999].

В западной части «Великого тоналитового силла» выделяется крупный плутон Куоттун (Quottoon) позднемелового-третичного возраста, протяженностью около 100 км при ширине 15 км. В нем фиксируются две интрузивные фазы [Thomas, 1997; Thomas, Sinha, 1999]: 1) гетерогенные кварцевые диориты с ориентированными структурами, образованными в условиях твердо-пластических деформаций, обильными включениями мафических пород и скринами, представленными метаосадочными породами; последние представляют собой фрагменты Центрального гнейсового комплекса; 2) гомогенные кварцевые диориты с первично-магматическими структурами и более крупнозернистые, чем породы первой фазы. Включения более меланократового состава и мафические дайки также присутствуют среди пород второй фазы, но образуют отдельные зоны. Включения и дайки имеют диоритовый состав. U-Pb возрасты по циркону для пород обеих фаз плутона Куоттун составляют 67 и 58 млн лет соответственно. Модальный состав кварцевых диоритов обеих фаз приблизительно одинаковый: плагиоклаз (58-69%), роговая обманка (11-28%), биотит (5-33%), кварц (2–10%), калиевый полевой шпат (1–3%) [Thomas, Sinha, 1999]. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рудным минералом.

По данным Дж. Роддика, В. Хатчисона и др. [Roddick, Hutchison, 1974; Hollister, Andronicos, 1997], гранитоиды Берегового плутонического

пояса представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, диоритами, в небольших количествах присутствуют габбро. Редко встречаются граниты и сиениты. Наиболее распространенным типом пород Дж. Роддик, В. Хатчисон [Roddick, Hutchison, 1974] считают кварцевые диориты, по данным [Hutton, Ingram, 1992] – это роговообманковобиотитовые тоналиты.

С. Горди [2003] в восточной части Берегового плутонического пояса выделяет: 1) раннеюрские (189–183 млн лет) диориты и тоналиты, 2) раннемеловые (149–133 млн лет) граниты, 3) раннемеловые (123–110 млн лет) сфенсодержащие диориты и тоналиты, 4) позднемеловые– раннетретичные (68–47 млн лет) диориты и гранодиориты, 5) ранне-позднемеловые– раннетретичные (87–51 млн лет) биотитмусковитовые граниты с гранатом.

В работе [Crawford et al., 2005] в пределах Берегового плутонического пояса выделены две группы плутонов в западной и восточной частях пояса по отношению к Береговой сдвиговой зоне с возрастом 105–90 и 80–50 млн лет соответственно. В западной части распространены крупные плутоны Ревиладжедо-Айленд, Бель-Айленд и северная группа плутонов; в восточной – плутоны Касикс и Куоттун (рис. 4.4.3).

Многие плутоны западной части пояса являются синтектоническими, они образуют уплощенные силлы, расположенные в пределах надвиговых зон. Внутренняя структура плутонов характеризуется либо расслоенностью, либо первичным магматическим течением, ориентировка которого параллельна ориентированным текстурам вмещающих метаморфических пород, в контактах плутонов проявлены деформации в твердом состоянии [Crawford et al., 2005]. Другая часть плутонов образует неправильной формы небольшие тела с редкими признаками ориентированных текстур. Их контакты дискордантны структурам вмещающих пород. Плутоны либо не имеют контактовых зон, либо окружены узким контактовым ореолом с андалузитом.

Плутоны характеризуются равномернозернистой или плагиоклаз-порфировой структурой. По составу они относятся к тоналитам и гранодиоритам с роговой обманкой и биотитом в качестве темноцветных минералов [Arth et al., 1988; Cook, Crawford, 1994; Crawford et al., 2005], реже имеют трондьемитовый состав [Crawford et al., 2005]. Один из крупных плутонов западной части Бель-Айленд сложен биотит-роговообманковыми и биотитовыми тоналитами, более меланкратовыми в краевых частях и более лейкократовыми в центральной части плутона, и содержат меланократовые включения. Северная группа плутонов (90 млн лет) сложена аналогичными породами. Минеральные ассоциации зоны роговиков плутона Бель-Айленд свидетельствуют о глубинах кристаллизации примерно от 24 км в западной части плутона до 35 км в восточной части [Crawford et al., 2005]. Небольшие тела горнблендитов или роговообманковых габбро уплощенной или неправильной формы присутствуют среди западной группы плутонов. В плутоне Ревиладжедо-Айленд основные породы, возможно, представляют собой кумуляты; в других плутонах они встречаются в виде меланократовых включений.

Часть плутонов западной части пояса содержат магматический эпидот и гранат. Наличие кианита в экзоконтактовой зоне во вмещающих породах указывает на глубины внедрения, соответствующие 8–9 кбар [Crawford et al., 2005].

В восточной части Берегового плутонического пояса выделяются два типа плутонов. Одни имеют небольшие размеры, возраст 75– 52 млн лет и представлены широким спектром пород, другая группа гранитоидов образует более крупные тела, имеет возраст 52–50 млн лет и гранодиорит-гранитный состав. Эти гранитоиды прорывают метаморфические породы Центрального гнейсового комплекса. Мелкие гранитные штоки, аплитовые дайки, связанные с лейкосомой мигматитов гнейсового комплекса имеют возраст, аналогичный второй группе гранитоидов.

В первой группе гранитоидов по структурным признакам выделяются две подгруппы. Первая представлена полого падающими (30–45° на север-северо-восток) уплощенными силлами, смятыми в складки, мощностью до нескольких километров, конкордантными сланцеватости вмещающих метаморфических пород. В мощных силлах отмечаются признаки фракционной кристаллизации с образованием ультрамафитовой или габброидной нижней части и тоналит-гранодиоритовой – в верхней. Другая подгруппа образована маломощными (несколько сотен метров) синтектоническими телами в зонах вязкого сдвига с крутыми падениями [Crawford et al., 2005].

Наиболее мафические породы в восточной группе плутонов содержат более безводные

минеральные ассоциации по сравнению с западной группой плутонов. Ультрамафитовые кумуляты включают оливин и два пироксена и роговую обманку. Также в восточной группе плутонов отсутствуют плагиоклаз-порфировые разновидности пород и породы, содержащие магматический эпидот. Большинство тоналитовых и гранодиоритовых плутонов содержат включения мафических пород и интрудированы большим количеством синплутоническиих мафических даек, так что плутон в целом имеет бимодальный состав.

Среди более молодых по возрасту в восточной группе плутонов выделяются: силл Касикс, 53 млн лет, имеющий кварцевый диориттоналитовый состав, и комплекс Куоттун, 58–55 млн лет (см. рис. 4.4.3). По сравнению с более древними плутонами восточной группы они не участвовали в складчатых деформациях после внедрения. Кроме того, отмечаются мелкие плутоны, штоки и дайки, гранодиоритового и трондьемитового составов.

Петро-геохимические характеристики

Сихотэ-Алинь. А.И. Ханчук [Ханчук, Иванов, 1999] отмечает, что гранитоиды в обстановке трансформной окраины имеют «пестрые» геохимические характеристики, другими словами, наблюдается сочетание гранитов различных типов. По его данным для террейнов аккреционных призм и турбидитовых бассейнов (Самаркинского, Журавлевского и др.) характерны гранитоиды как магнетитовой, так и ильменитовой серий, тогда как для террейнов окраинноконтинентального генезиса - только магнетитовые граниты. К крупным сдвигам приурочены плутоны литий-фтористых гранитов. В этой же обстановке трансформной окраины присутствуют гранодиоритовые и тоналит-плагиогранитные плутоны І-типа магнетитовой серии, которые являются золотоносными. Гранитоиды также сопровождаются вулкано-плутоническими комплексами бимодального с преобладанием риолитов состава [Ханчук, Иванов, 1999].

Существенные различия в петро-геохимическом составе одновозрастных раннемеловых гранитоидов хунгарийского, татибинского и троицкого комплексов отмечаются и авторами работы [Рязанцева и др., 1998], хотя они связывают это не с формированием гранитоидов в обстановке трансформной окраины, а с их образованием в коллизионной или внутриплитной обстановках.

Так, гранитоиды хунгарийского комплекса М.Д. Рязанцева и др. [1998], вслед за Э.П. Изохом [1965], относят к типу высокоглиноземистых гранитов, сопоставимых с гранитами S-типа. По данным [Симаненко и др., 1997], гранитоиды первой фазы хунгарийского комплекса имеют невысокие содержания кремнезема (65-69%) и умеренные содержания щелочей (5-7%). В лейкогранитах второй фазы содержание кремнезема возрастает до 72-75%. На диаграмме щелочи-SiO₂ [Middlemost, 1985] (рис. 4.4.4) точки составов хунгарийских гранитоидов образуют группу в области составов гранодиоритов-гранитов. В большинстве случаев они бедны кальцием и пересыщены глиноземом. По соотношению кремнезема и щелочей граниты соответствуют высоко-калиевой известково-щелочной, в меньшей степени – известково-щелочной серии, по соотношению Al-2Ca/Na+K и SiO₂ – высоко- и гиперглиноземистым гранитам. Составы биотитов из гранитоидов хунгарийского комплекса отличаются низкой железистостью при высокой

глиноземистости, низкой степенью окисления, что может указывать на низкий потенциал щелочей и повышенные температуры при их формировании [Симаненко и др., 1997]. Температуры гомогенизации в кварце хунгарийских гранитов составляют 910–920°С [Симаненко и др., 1997].

Гранитоиды первой фазы *татибинского комплекса* обладают повышенной калиевостью и по соотношению щелочей и кремнезема отвечают кварцевым диоритам, кварцевым монцодиоритам, гранодиоритам, кварцевым сиенитам и гранитам, субщелочным гранитам [Симаненко и др., 1997] (см. рис. 4.4.4). По величине коэффициента глиноземистости они относятся к умеренно глиноземистым, реже – к низкоглиноземистым породам.

Гранитоиды второй фазы татибинского комплекса соответствуют гранодиоритам, нормально щелочным, лейкократовым и субщелочным гранитам известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серии умеренно глиноземистого типа [Симаненко и



Рис. 4.4.4. Диаграмма (Na₂O+K₂O)–SiO₂ для гранитоидов хунгарийского, дальнинского и татибинского комплексов

Гранитоидные комплексы: 1 – хунгарийский, 2 – дальнинский, 3 – татибинский. Поля на диаграмме см. рис. 3.7.10

др., 1997]. В отличие от гранитоидов первой фазы они обладают пониженными содержаниями элементов группы железа и повышенными – бария. Содержание рубидия в них обычно выше, чем содержание стронция.

Составы биотитов из гранитоидов обеих фаз татибинского комплекса значительно варьируют, но в целом биотиты гранитоидов первой фазы более магнезиальные и обладают относительно низкой степенью окисления железа [Руб и др., 1982].

Величины δ^{18} О в породах татибинского комплекса колеблются от +6.3 до +10.2‰ [Валуй и др., 2008]; величины первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – от 0.7048 до 0.7074 [Гладков и др., 1984; Герасимов и др., 1994; Sato et al., 2004; Валуй и др., 2008].

Гранитоиды *дальнинского комплекса* северной части Самаркинского террейна по соотношению кремнезема и суммы щелочей относятся к кварцевым диоритам, гранодиоритам, низкощелочным и субщелочным гранитам, лейкогранитам [Хетчиков и др., 1996].

Гранодиориты первой фазы дальнинского комплекса характеризуются повышенными содержаниями хрома, никеля, кобальта, ванадия в отличие от более лейкократовых гранитов второй и третьей фаз. Последние обогащены рубидием относительно стронция и характеризуются более высокими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr по сравнению с гранодиоритами первой фазы [Хетчиков и др., 1996]. Напротив, по данным Н.С. Герасимова и др. [1994], В.П. Симаненко и др. [1997], гранитоиды первой и второй фаз дальнинского комплекса практически не различаются по величине первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: 0.70470± 0.00047 и 0.70483±0.00072 соответственно. Величины δ^{18} О в биотитовых гранитов дальнинского комплекса колеблются в интервале от +11.0 до +11.3‰, для гранодиоритов дальнинского комплекса – от +12.4 до +13.4‰ [Хетчиков и др., 1996]. Температуры кристаллизации по данным разных авторов, различаются от 750 до 900°С [Хетчиков и др., 1996].

Гранитоиды петротипического альбского Успенского интрузива Южного Приморья отвечают породам нормальной щелочности, характеризуются существенно калиевым типом щелочности и повышенной глиноземистостью, т.е. сходны с гранитами S-типа. В то же время ряд петрохимических признаков, таких как присутствие во всех разновидностях гранитоидов недосыщенных глиноземом пород с коэффициентом агпаитности 0.85, повышенные, по сравнению с гранитами S-типа содержаниями P3Э, Sr, Ba и P, сближают их с породами монцонитоидного ряда, имеющих корово-мантийный генезис [Ханчук и др., 2008].

Береговой плутонический пояс. Вариации химического состава гранитоидов пояса вкрест его простирания были изучены еще в работе [Smith et al., 1979а]. Было показано, что в направлении с запада на восток возрастают содержания K₂O, Rb, Ba и уменьшаются содержания Na₂O, MnO, Sr в гранитоидах Берегового пояса. Гранитоиды принадлежат известково-щелочной серии. Для отдельных плутонов наблюдается уменьшение содержаний TiO₂, Al₂O₂, Fe₂O₂, MgO, CaO, P,O, и рост содержаний Na,O и K,O с увеличением кремнеземистости. С ростом SiO₂ также увеличиваются содержания Rb, Ba, Mn и уменьшаются содержания Zr, Sr, Y. Низкие значения отношения Ca/Sr (46-79) в гранитоидных плутонах, по мнению авторов [Smith et al., 1979], свидетельствуют о значительной аккумуляции плагиоклаза.

Породы западной и восточной по отношению к Береговой свдвиговой зоне групп плутонов по соотношению (Na₂O+K₂O)-SiO₂ соответствуют серии габбро-кварцевый диорит-кварцевый монцодиорит-тоналит-гранодиорит-гранит (рис. 4.4.5, А, Б) [Crawford et al., 2005], можно только отметить, что для восточной группы характерно несколько большее количество пород гранитного состава. Кроме того, в породах западной группы плутонов содержания К₂О в целом более высокие, чем в породах восточной группы. Породы обеих групп преимущественно принадлежат к известково-щелочной серии, однако в обоих случаях присутствует небольшое количество пород, относящихся к тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, в частности, для западной группы плутонов это трондьемиты плутона Мот Бэй [Crawford et al., 2005]. Последние характеризуются пониженными содержаниями К₂О, значениями отношений Mg/Fe, повышенными содержаниями Na₂O, Al₂O₂ и Sr.

В работе [Crawford et al., 2005] отмечено, что породы западной группы плутонов характеризуются повышенными содержаниями Rb, K, Sr, Pb, Cs. Отношения Ca/Na и содержания Та в них выше, а содержания Ti ниже, чем в плутонах восточной группы. Для пород западной и восточной групп характерны в целом


Рис. 4.4.5. Диаграмма (Na₂O+K₂O)–SiO₂ для плутонов западной (*A*) и восточной (*Б*) части Берегового плутонического пояса, Британская Колумбия, по: [Crawford et al., 2005] *1–3* – плутоны западной части пояса; *4–6* – плутоны восточной части пояса

умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ (рис. 4.4.6). Можно отметить лишь несколько большее обогащение в тяжелой части спектра для пород западной группы (см. рис. 4.4.6) и повышенные отношения Sr/Y по сравнению с плутонами восточной группы.

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на гранит океанических хреб-



Рис. 4.4.6. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для плутонов западной (*a*–*в*) и восточной (*z*–*e*) частей Берегового плутонического пояса, Британская Колумбия, по [Crawford et al., 2005]

тов для плутонов западной и восточной групп характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, отчетливыми отрицательными Та–Nb-аномалиями, что свойственно надсубдукционным магматитам (рис. 4.4.7). На диаграмме Rb-Y+Nb точки составов гранитоидов расположены в поле гранитов вулканических дуг (рис. 4.4.8). Для плутона Куоттун, относящегося к восточной группе, имеются изотопные данные. Для пород первой фазы плутона с содержаниями SiO₂ от 53.6 до 63.1% первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70513–0.70717 [Thomas, 1997; Thomas, Sinha, 1999]. Простая корреляция этого отношения с SiO₂ отсутствует, однако в наиболее мафических породах первой фазы отмечаются значительные вариации ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr =



Рис. 4.4.7. Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ORG, для плутонов западной (*A*, *B*) и восточной (*Г*, *Д*) части Берегового плутонического пояса, Британская Колумбия. Условные обозначения см. рис. 4.4.5



Рис. 4.4.8. Диаграмма Rb–Y+Nb для плутонов западной и восточной групп Берегового плутонического пояса, Британская Колумбия, по: [Crawford et al., 2005].

Условные обозначения см. рис. 4.4.5

0.70553–0.70672 в пределах 1% SiO₂. В породах второй фазы плутона Куоттун с содержаниями SiO₂ от 56.8 до 62.3%. первичные отношения ⁸⁷Sr⁷⁸⁶Sr 0.70617–0.70686 [Thomas, 1997; Thomas, Sinha, 1999]; отмечается небольшой рост этих отношений с ростом SiO₂.

Происхождение и геодинамическая обстановка формирования

Сихотэ-Алинь. Гранитоиды *хунгарийско*го комплекса по набору признаков хорошо сопоставляются с гранитами S-типа. Для них характерно высокое нормативное содержание корунда, отсутствие амфиболов и присутствие только биотита среди темноцветных минералов, кордиерит-мусковит-силлиманитандалузит-гранат-ильменит-монацитовая ассоциация акцессорных минералов, присутствие ксенолитов метаосадочных пород [Симаненко и др., 1997; Рязанцева и др., 1998]. Они обладают высокой глиноземистостью и относятся к гранитам S-типа [Симаненко и др., 1997]. Принадлежность к этому типу гранитов подтверждается и данными по составу биотитов (рис. 4.4.9) [Симаненко и др., 1997].

По данным В.П. Симаненко и др. [1997], расплавы, родоначальные для хунгарийских гранитоидов, образовались при анатексисе метаосадочных пород на границе нижней и верхней коры, а также переплавления некоторого количества габброидных пород, внедрившихся ранее образования хунгарийских гранитов.

Данные Nd-Sr изотопии также свидетельствуют о происхождении гранитов хунгарийского комплекса за счет анатектического плавления нижних горизонтов коры Анюйского выступа, который образует блок метаморфических пород в позднеюрском-раннемеловом аккреционном комплексе [Бердников, Романовский, 1999].

Авторы [Симаненко и др., 1997] связывают формирование хунгарийских гранитоидов



Рис. 4.4.9. Диаграммы Al₂O₃–MgO (*a*), Al₂O₃–FeO* (*б*), MgO–FeO* (*b*) для биотитов из гранитоидов хунгарийского и татибинского комплексов, по: [Симаненко и др., 1997]. Условные обозначения см. рис. 4.4.4

с коллизией Анюйского микроконтинента с Восточно-Сибирским континентом в начале раннемелового времени и относят их к коровым, раннеколлизионным образованиям. К коллизионному типу гранитоидов относит хунгарийские граниты и М.Д. Рязанцева с соавторами [1998], считая, однако, что они достаточно гетерогенны по составу элементов-примесей и начальным стронциевым отношениям, что обусловлено различиями в составе субстрата, из которого они выплавлялись.

Напротив, А.И. Ханчук [2000] считает, что в Сихотэ-Алине в раннем–среднем мелу существовала обстановка трансформной континентальной окраины. В развитии трансформной окраины он выделяет два этапа. На первом (допозднеготеривском) преобладала обстановка растяжения. На втором (готерив-сеноманском) этапе зоны сжатия и растяжения чередовались во времени и пространстве. Произошла резкая активизация движений по системе левосторонних сдвигов. Террейны юрской и раннемеловой аккреционных призм (Самаркинский, Баджальский, Таухинский) и раннемеловой островной дуги (Кемский), расположенные к востоку от Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома, переместились с юга на север на расстояние около 1000 км и в альбе столкнулись с континентальной окраиной.

К западу от Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома, вдоль границы с Амурским континентом, произошло продвижение юрской аккреционной призмы на север на расстояние около 700 км. Сдвиги рассекли и край Амурского континента и переместили отдельные его блоки в северном направлении. Таким образом, готеривсеноманские левосторонние сдвиговые движения сформировали гиганскую S-образную структуру Сихотэ-Алиня и были причиной утолщения и формирования континентальной коры, [Ханчук, 2000]. Именно с этим этапом связано формирование синсдвиговых гранитоидных плутонов и вулкано-плутонических комплексов бимодального с преобладанием риолитов типа. Гранитоиды при этом имеют «пестрые» геохимические характеристиками, т.е. признаки как гранитов S- так и I-типов.

Вопросы связи режима трансформной окраины, орогенеза и проявлений гранитоидного магматизма отражены также и в работе В.В. Голозубова [2004]. Он считает, что одной из особенностей режима трансформной окраины является перемещение вдоль нее гигантских объемов горных масс, в которые вовлекаются и фрагменты краевых частей континентальной плиты. Аналогичная мысль высказана в книге [Хаин, Ломизе, 2005, с. 453]. В результате косого по отношению к окраине сжатия всех перемещенных тектоно-стратиграфических единиц с учетом элементов залегания пород вертикальная мощность утолщенной коры могла превышать 30 км [Голозубов, 2004]. Можно предполагать, что в основании этой коры создавались достаточные условия давлений и температур, благоприятные для выплавления гранитной магмы.

В.П. Уткин [2005] считает, что формирование раннемеловых гранитоидов происходило в результате плавления осадочных толщ в условиях относительно пониженного давления и привноса флюидов, восходящих по глубинным сдвиговым зонам.

Гранитоиды *татибинского комплекса* гетерогенны по условиям образования. Гранитоиды первой и второй фаз комплекса (кварцевые диориты, монцогранодиориты, гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты) по петрогеохимическим особенностям сопоставляются с І-типом гранитов; гранитоиды третьей фазы комплекса (биотитовые и лейкократовые граниты) обладают признаками гранитов S-типа [Симаненко и др., 1997]. Авторы предлагают выделять их как субдукционно-коллизионные гетерогенные мантийно-коровые образования.

М.Г. Руб [Руб и др., 1982] делает вывод о кристаллизации пород первых фаз татибинского комплекса из глубинных расплавов, появление которых связано или с дифференциацией трахиандезитовых магм на границе нижней коры и мантии, или с явлениями анатексиса в пределах нижней коры при повышенной температуре (700–900°С) и низком флюидном давлении. Образование гранитоидов третьей фазы связывается с кристаллизацией низкотемпературных (около 600°С) палингенных коровых расплавов.

По данным Г.А. Валуй и др. [2008], гранитоиды татибинской серии формировались в условиях достаточно мощной коры (~36 км), а высокие значения δ^{18} О в гранитоидах указывают на участие осадочного материала при формировании первичных расплавов [Валуй и др., 2005, 2008].

Для той части гранитоидов татибинского комплекса, которые в северной части Самаркинского террейна выделяются как дальнинский комплекс, получен большой объем данных по_Rb-Sr изотопии [Герасимов и др., 1994; Хетчиков и др., 1996]. По мнению авторов работы, эти данные свидетельствуют об изотопной однородности родоначальных магматических расплавов и больше соответствуют представлению об их мантийном источнике, чем об образовании за счет материала сиалической коры. Авторы предполагают, что зарождение магм с низкими величинами первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7047) связано с плавлением глубинных частей аккреционной призмы Самаркинского террейна, сложенной офиолитами палеозойского возраста, триасовыми и юрскими базальтами, представляющими фрагменты океанической коры.

По данным авторов [Хетчиков и др., 1996] магматический очаг, образованный при плавлении перечисленных выше пород с контаминацией небольшого количества сиалического материала, мог возникнуть на глубине 10-15 км. Кристаллизация полученного гибридного диоритового расплава при его подъеме вверх вдоль зоны Центрального структурного шва, сопровождавшаяся небольшой дифференциацией, и привела к образованию массивов диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов первых фаз дальнинского комплекса. Образование гранитов третьей фазы дальнинского комплекса авторы [Хетчиков и др., 1996] связывают с частичным плавлением диоритовых и гранодиоритовых пород и последующей дифференциацией расплавов.

По данным В.П. Симаненко и др. [1997], часть гранитоидов татибинского комплекса, сходных с гранитоидами І-типа, сформи-

ровалась при субдукции под Самаргинскую островную дугу, расположенную на востоке Сихотэ-Алиня в готерив-альбское время. Журавлевский турбидитовый бассейн представлял собой окраинное море в тылу данной дуги. Субдукция происходила в северо-западном направлении и сопровождалась общим смещением дуги в сторону Азиатского континента. По мнению авторов работы [Симаненко и др., 1997], движение островной дуги обусловило складчатость, многократное увеличение осадочной призмы и замыкание Журавлевского турбидитового бассейна в конце альба. Пододвигание сопровождалось левосторонними сдвиговыми перемещениями по Центрально-Сихотэ-Алиньскому шву. Все это в совокупности привело к метаморфизму нижних частей аккреционной призмы, палингенному выплавлению магм, родоначальных для части гранитоидов татибинского комплекса, имеющих характеристики S-гранитов.

Береговой плутонический пояс. С. Холлистер, К. Андроникос [1997] связывают формирование гранитоидов Берегового плутонического пояса с внедрением базальтовой магмы по системе каналов, образованных сдвигами разломной зоны Байджа (Береговой сдвиговой зоны). Авторы считают, что крупномасштабная сдвиговая разломная система, вдоль которой происходят тысячекилометровые перемещения террейнов, в частности, террейна Инсулар, должна была приводить к расколу коры и достигать астеносферы или зоны Беньофа. Аналогичное мнение высказывается и в работе [Thomas, 1997] о том, что, по сейсмическим данным, корни плутона Куоттун (восточная группа плутонов Берегового плутонического пояса) прослеживаются до поверхности Мохо, то же для Берегового плутонического пояса – до границы кора-мантия приблизительно на глубине 30 км [Hammer, Clowes, 2004] (рис. 4.4.10). Базальтовые магмы, проникающие в низы коры, давали тепло для плавления внутри коры и генерации расплавов при <u>Т</u> выше 1000°°С. Присутствие мантийного вещества фиксируется наличием многочисленных синплутонических базальтовых даек в гранитоидных плутонах и небольших ультрамафитовых тел. Продолжающиеся эпизоды деформации, внедрения базальтовой магмы и последующего плавления и рекристаллизации при высоких температурах затушевали доказательства ранних деформаций.

С. Холлистер, К. Андроникос в более поздней работе [Chardon et al., 1999] подчеркивают, что внедрение батолитов Берегового плутонического пояса на более раннем этапе (110–87 млн лет) также происходило в условиях крупномасштабной транспрессии (одновременное проявление левосдвиговых и складчато-надвиговых деформаций).

В работе [Brown, McClelland, 2000] приведена следующая схема формирования плутонов Берегового плутонического пояса, основанная на интерпретации структурных данных (рис. 4.4.11). Сначала надсубдукционные мантийные расплавы поднимаются и накапливаются в основании нижней коры у границы Мохо. Происходит их частичная ассимиляция коровым материалом и (или) частичное плавление вмещающих пород коры. Кора утолщается снизу за счет неоднократных новых поступлений мантийной магмы. Поверхность Мохо начинает проседать, а земная поверхность испытывает изостатическое воздымание (рис. 4.4.11, 2). Первые интрузии магм в верхнюю кору образуют субгоризонтальные пластовые тела, подпитываемые через трещины или трубообразные каналы. Дальнейшие интрузии вызывают «раздувание» мощности плутона, состоящего из серии пластовых тел, и вызывают вертикальное всплывание материала вверх и одновременно опускание нижележащей коровой колонны в пространство, освобожденное при подьеме магм (рис. 4.4.11, 3). Первоначальное дно плутона смещается вниз, а края испытывают изгиб с образованием формы чаши или бочонка (рис. 4.4.11, 3). Дальнейшая эрозия и последующее изостатическое поднятие выводит глубинные уровни плутона и вмещающие его породы на поверхность (рис. 4.4.11, 4).

На основании петро-, геохимических данных авторы [Smith et al., 1979а] пришли к выводу, что формирование гранитоидов Берегового пояса происходило в результате частичного плавления источника, валовый состав которого отвечал тоналиту (андезиту) или кварцевому диориту с последующей дифференциацией расплава с выпадением плагиоклаза и амфибола.

Полученные позднее геохимические и изотопные данные дают более сложную петрологическую картину формирования гранитоидов Берегового плутонического пояса.

В работе [Crawford et al., 2005] на основе полученных геохимических данных и их сопоставления с экспериментальными данными



Рис. 4.4.10. Сейсмический разрез Берегового плутонического пояса, по: [Hommer, Clowes, 2004] БСЗ – Береговая сдвиговая зона; БПК – Береговой плутонический комплекс; АЛ – террейн Александер; ВР – террейн Врангелия

предполагается, что формирование пород пояса было связано с образованием водонасыщенных мантийных расплавов с последующей их фракционной кристаллизацией и в различной степени контаминацией коровыми расплавами. Авторы отмечают, что доля нижнекорового материала при формировании восточной группы плутонов пояса более значительная, чем для западной группы плутонов Берегового плутонического пояса. Наличие мантийных расплавов подтверждается присутствием включений и даек основного состава в гранитоидах. Кристаллизация горнблендитов и роговообманковых габбро, характеризующих включения и дайки, происходила в водонасыщенных условиях, что доказывается наличием пегматоидных разностей и отсутствием пироксена и оливина. Наличие магматического эпидота в тоналитах западной группы также свидетельствует о водонасыщенности магм. Высокие содержания Al_2O_3 (18%) и отношения Sr/Y (50–200) для пород этой группы могут указывать на наличие амфибола и(или) граната в источнике при выплавлении магм или фракционировании и удалении этих минералов до внедрения магмы. Однако спектры РЗЭ (см. рис. 4.4.6) пород сходны с типичными для пород известковощелочных островодужных серий.

Авторы [Crawford et al., 2005] считают, что декомпрессия и дегидратация во время подъема водных тоналитовых и гранодиоритовых магм приведет к быстрой и обширной кристаллизации плагиоклаза, что объясняет широкое развитие плагиоклаз-порфировых плутонов



Рис. 4.4.11. Схема формирования плутонов Берегового плутонического пояса, по: [Brown, McLelland, 2000]. Пояснения см. в тексте

западной группы на верхнекоровых уровнях (*P*<6 кбар). Формирование менее распространенных трондьемитовых плутонов связывают с водонасыщенным частичным плавлением низкокалиевых мафических коровых пород. Необходимое тепло и водный флюид поступали при внедрении тоналитовых магм [Crawford et al., 2005].

Изотопные данные в работе [Arth et al., 1988] для плутонов восточной группы Берегового плутонического пояса свидетельствуют, что родоначальные для них магмы имели более значительное взаимодействие с материалом коры, чем для плутонов западной группы. По данным ряда авторов [Thomas, Sinha, 1999; Crawford et al., 2005] родоначальные расплавы для тоналитовых плутонов восточной группы образовались при смешении различных составляющих. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопные данные для кварцевых диоритов плутона Куоттун восточной группы и вмещающих метаморфических пород Центрального гнейсового комплекса показывают, что последние не могли быть протолитом для кварцевых диоритов [Thomas, Sinha, 1999].

Геохимические и изотопные данные указывают, что доминирующим процессом при образовании пород первой фазы плутона Куоттун было смешение магм, одна из которых имела мантийное происхождение, а другая образовалась при частичном плавлении амфиболитового источника. При этом имели место и процессы фракционной кристаллизации или AFC (фракционная кристаллизация и ассимиляция). Сопоставление с экспериментальными данными других авторов [Rushmer, 1991; Wolf, Wyllie, 1994; Patino Douce, Beard, 1995] показывает, что родоначальные для кварцевых диоритов второй фазы плутона Куоттун магмы могли образоваться при частичном плавлении амфиболитового источника в нижнекоровых условиях при давлениях больше 10 кбар и температуре 1000°С, на границе Мохо или около нее, где происходит распад плагиоклаза, что объясняет соответствующие содержания Sr и тяжелых РЗЭ в породах. Это подтверждается и сходством первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для амфиболитов и кварцевых диоритов второй фазы [Thomas, Sinha, 1999].

Геохимическое моделирование показывает, что родоначальная магма, образованная при частичном плавлении амфиболитов, испытала последующую фракционную кристаллизацию с удалением плагиоклаза, роговой обманки, сфена и апатита, а также ассимиляцию коровым материалом, что объясняет конечные распределения РЗЭ в породах второй фазы плутона Куоттун [Thomas, Sinha, 1999].

Дж.Б. Томас [1997] считает, что изменение петрогенетического процесса формирования магм было связано с изменением режима деформаций в Береговой сдвиговой зоне от ортогонального сжатия к транспрессии.

В целом происхождение магматических гранитоидных комплексов Берегового плутонического пояса авторы работы [Crawford et al., 2005] связывают с реорганизацией движения плиты Фараллон, а затем плиты Кула и субдукцией под окраину Северо-Американского континента. В интервале 105–90 млн лет магматическая активность известково-щелочного типа совпала с быстрой ортогональной субдукцией плиты Кула и окончательной аккрецией композитного террейна Врангелия–Александер, что привело к формированию плутонов западной группы пояса.

В период 90–80 млн лет гранитоидный магматизм отсутствовал, что, возможно, было связано с выполаживанием зоны субдукции. Он возобновился восточнее 80 млн лет назад в связи с реорганизацией движения плиты Кула и продолжался до 52 млн лет с максимумом активности в период 65–52 млн лет. Образовавшиеся плутоны восточной группы пояса также с известково-щелочным характером магматизма отличаются от плутонов западной группы с точки зрения большего участия материала континентальной коры в их генезисе. Авторы [Crawford et al., 2005] предполагают также участие разогретой астеносферной мантии, обеспечивающей высокий тепловой поток и массовое выплавление родоначальных для гранитоидов восточной группы расплавов на этапе 65–52 млн лет.

Выводы:

В обстановке трансформной окраины, характеризующейся крупномасштабными сдвиговыми перемещениями, наблюдается сочетание разных типов гранитоидного магматизма. На ранне-среднемеловой трансформной континентальной окраине Сихотэ-Алиня создается утолщенная кора (более 30 км) за счет косого сжатия всех перемещенных вдоль нее тектоностратиграфических единиц, включая фрагменты краевых частей континентальной плиты [Ханчук, 2000; Голозубов, 2004]. В основании этой коры могли создаваться достаточные *P*-*T* условия, благоприятные для выплавления гранитной магмы, формирующей раннемеловые гранитоиды, сходные с гранитами S-типа (хунгарийский комплекс). Вместе с тем сдвиги могли проникать до границы Мохо, что вызывало поступление мантийного материала в основание коры и приводило к формированию гранитоидов смешанного корово-мантийного генезиса. В Сихотэ-Алине к такому типу гранитоидов можно отнести гранитоиды татибинского комплекса со смешанными характеристиками гранитов I- и S-типов.

Другой механизм поступления мантийного материала в результате погружения океанического хребта и образованием мантийного окна предложен А.И. Ханчуком [2000]. Внедрение петротипического Успенского массива Южного Приморья в раннеальбское время рассматривается как реакция на режим трансформной континентальной окраины, существовавший в это же время в Приморье, и режим крупномасштабных смешений вдоль Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома [Ханчук, Иванов, 1999].

В районе Британской Колумбии крупномасштабная Береговая сдвиговая система, вдоль которой происходят тысячекилометровые перемещения террейнов, в частности, террейна Инсулар, должна была приводить к расколу коры и достигать астеносферы или зоны Беньофа [Hollister, Andronicos, 1997; Thomas, 1997]. Геохимические и изотопные данные для плутонов восточной группы Берегового плутонического пояса указывают на процесс смешения магм мантийного и корового генезиса при образовании родоначальных для гранитоидных плутонов магм и их дальнейшую фракционную кристаллизацию. Таким образом, процесс наращивания коры на континентальной окраине в районе Британской Колумбии в течение мелового-третичного времени характеризовался сложным сочетанием процессов аккреции террейнов, формирования сдвигов корового масштаба, метаморфизма и неоднократных импульсов надсубдукционного гранитоидного магматизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ мезозойско-кайнозойских тектономагматических событий Анализ мезозойскокайнозойских тектоно-магматических событий и тектоническиой эволюшии континентальных окраин северного обрамления Тихого океана позволяет выделить доаккреционные, аккреционные и постаккрецонные типы гранитоидов. Доаккреционные гранитоиды участвуют в строении террейнов различного генезиса (энсиматических островных дуг, океанической коры). Аккреционные гранитоиды фиксируют этапы причленения разнообразных комплексов к континентальной окраине и сосредоточены в ее фронтальной части. Постаккреционные гранитоиды запечатывают покровно-складчатые структуры, определяют верхний возрастной предел времени аккреции, деформации и становления континентальной коры.

Доаккреционные гранитоиды входят в совулкано-плутонических ассопианий став энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов. Они представлены преимущественно кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами, относятся к толеитовой, известково-щелочной, реже бонинитовой серии и имеют первично мантийный источник. По индексу ASI гранитоиды являются преимущественно металюминиевыми породами. В целом их можно отнести к I (М)-типу гранитов. Происхождение гранитоидных магм связано либо с дифференциацией базитовой магмы, либо с частичным плавлением ранее сформированных пород основного и среднего состава в фундаменте островных дуг. Доаккреционный гранитоидный магматизм, обеспечивающий формирование верхнекорового слоя средне-кислого состава энсиматических островных дуг, фиксирует начало становления гранитно-метаморфического слоя будущей континентальной коры.

Аккреционные гранитоиды прорывают аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. В последнем случае аккреционные гранитоиды могут рассматриваться как «сшивающие интрузии». Гранитоиды этого типа имеют разнообразные геохимические характеристики, которые определяются особенностями состава комплексов аккреционных призм, подвергающихся частичному плавлению. По индексу ASI гранитоиды относятся как к металюминиевым, так и пералюминиевым породам. В случае коллизии дуга-континент гранитоиды относятся к Кордильерскому S-типу гранитов. Аккреционный гранитоидный магматизм приводит к формированию ювенильной континентальной коры в преддуговой обстановке и способствует наращиванию гранитно-метаморфического слоя. Он имеет черты сходства с адакитовым магматизмом в отношении структурной позиции, состава продуктов магматизма и моделей происхожления.

Постаккреционные гранитоиды, образующие массивы в пределах окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов, меняют свой состав вкрест простирания и от раннего (І-тип) к позднему этапу их развития (S- и А-типы). Постаккреционный гранитоидный магматизм окраинно-континентальных поясов связан с переплавлением гетерогенной аккреционно-островодужной коры. Постаккреционные гранитоиды фиксируют определенный (более «зрелый») этап становления континентальной коры, зарождение которой происходило на стадии существования энсиматических островных дуг или за счет аккреционного магматизма в преддуговых областях.

К постаккреционному типу магматизма можно отнести магматизм трансформных границ литосферных плит или трансформных континентальных окраин, выделенный А.И. Ханчуком с соавторами на примере юрских и раннемеловых гранитоидных комплексов Сихотэ-Алиня. Гранитоиды трансформных континентальных окраин сочетают в себе характеристики гранитов I, S, А-типов. В условиях таких окраин сдвиговая тектоника оказывает значительное влияние на характер взаимодействия магм мантийного и корового генезиса при образовении гранитоидных комплексов.

Становление континентальной коры на активной окраине Северо-Азиатского и Северо-

Американского континентов происходило в результате взаимодействия тектонических и магматических процессов в рамках континентальной аккреции. Многократное аккретирование разнообразных террейнов, в том числе с ювенильной корой (энсиматических островных дуг, океанической коры) приводит к наращиванию континентальной массы и vвеличению мошности коры. Магматический процесс, ведущая роль в котором принадлежит гранитоидному магматизму, в сочетании с метаморфическими преобразованиями и дифференциацией вещества определяет становление гранитно-метаморфического слоя земной коры. Доаккреционные, аккреционные и постаккреционные гранитоидные комплексы характеризуют различные стадии формирования континентальной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 1–42.
- Акинин В.В., Тихомиров П.Л. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: прецизионная геохронология (⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb SHRIMP-датирование) в приложении к общей длительности и периодичности вулканизма // III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Материалы симпозиума. Т. 1. Улан-Удэ: Бурятский научный центр СО РАН, 2006. С.97–100.
- Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых ⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb изотопных данных // Докл. PAH. 2005. Т. 404, № 5. С. 654–658.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.
- Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr-изотопное датирование гранитоидов татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 70–75.
- Андреева Н.В., Изох Э.П. Интрузивные серии Магаданского массива и критерии их выделения. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 80 с.
- Андреева Н.В., Давыдов И.А., Люскин А.Д., Милов А.П. Новые изотопные датировки гранитоидов Охотского побережья // Изотопная геохронология докембрия. XXI сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Тез. докл. Уфа, 1973. С. 81–83.

- Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.Н. и др. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
- Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А.и др. Петрология ультрабазитов комплекса Мамония, юго-западный Кипр // Петрология. 1993. № 1. С. 348–378.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- *Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 6. С. 64–75.
- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зональность бланктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Вестн. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Бердников Н.В., Романовский Н.П. Гранитоиды хунгарийской и верхнеудоминской серий Северного Сихотэ-Алиня в районе Анюйского выступа: включения в минералах, вопросы образования и рудоносности // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 86–93.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Мантийные и коровые гранитоиды: сходство и различие // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 157–172.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 97–110.

- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте) // М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
- Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Литосфера. 2001. № 1. С. 32–49.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
- Бондаренко Г.Е. Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.мин. наук. М.: МГУ, 1992. 24 с.
- Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиты Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
- Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330. С. 233–236.
- Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С. Новые данные Ar-Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1999. Т. 369, N 1. С. 76–83.
- Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л. Палеотектонические обстановки мезозойского вулканизма южной части полуострова Тайгонос (Северо-Восточное Приохотье) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 1. С. 9–27.
- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.П., Савельев Д.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:200000. Серия Восточно-Камчатская. Листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII (второе издание). Объяснительная записка. СПб, 2000.
- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.П.и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:200000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-XII, N-58-VII, N-57-XVIII (второе издание). Объяснительная записка. СПб, 2001.
- Бялобжеский С.Г. Тектоника Корякского хребта. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М. 1979. 24 с.
- Валуй Г.А., Стриженова А.А., Москаленко Е.Ю. Генезис мел-палеогеновых гранитоидов Приморья по данным изучения изотопов кислорода // Происхождение магматических пород. Материалы международного (Х всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века»,

г. Апатиты, 20–22 июня 2005 г. Т. 2; Апатиты; Кольский научный центр, 2005, С. 50–51.

- Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю., Стриженова А.А., Саядян Г.Р. Изотопы кислорода в мел-палеогеновых гранитоидах Приморья и некоторые вопросы их генезиса // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 62–71.
- Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 5. С. 645–649.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991а, № 7. С. 58-65.
- Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.Л. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке//ДАН СССР. 19916. Т. 318, № 4. С. 930–936.
- Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куюльского террейна (Таловские горы, северо-восток России) // ДАН. 1992. Т. 327, № 3. С. 364–367.
- Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВГИ РАН, 1989. 195 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. чл.-корр. РАН А.И. Ханчука. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 1–572.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. акад. РАН А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573–981.
- Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XIVOL. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и командорские острова. Ч. І. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохронны гранитоидов дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня и их геохимическая интерпретация // Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473–476.
- Гладков Н.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. и др. Изотопный состав стронция некоторых рудоносных магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1164–1169.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Ти-

хого океана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2004. 47 с.

- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Горячев Н.А., Сидоров А.А., Волков А.В., и др. Аи-Ад-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.
- Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–35.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 58–80.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрскомеловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
- Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А. и др. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
- Даценко В.М. Геохимические критерии диагностики геодинамических условий гранитообразования // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург, 1998. С. 22–32.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. Корово-мантийное взаимодействие в петрогенезисе палеопротерозойских постколлизионных гранитоидов и вулканитов кислого состава Западного Прибайкалья // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Материалы. I международной геологической конференции. 26–29 августа 2008 г., Улан-Удэ. С. 129–131.
- Жегалова Г.В. Новые данные о тектонической структуре Центральной Камчатки (Хим-Кирганикская рудная зона) // Тр. Всесоюз. Заочного. Политехнического ин-та. Вып. 117. М.: 1978. С. 116–118.
- Жегалова Г.В. Меланж в массивах габбро-нориткортландитового комплекса Срединного хребта

Центральной Камчатки // Геотектоника. 1981. № 3. С. 105–112.

- *Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н. Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности, проблема происхождения // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 65–76.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н. О гетерогенности мафитультрамафитовых массивов хребта Пекульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Зап. ВМО. 1988а. Т. 117, № 3. С. 276–293.
- Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н. Петрографический очерк Пекульнейского массива // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 19886. С. 170–190.
- Захаров М.Н., Звизда Т.В. Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок Северо-Востока России // Комплексные исследования Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 242 с.
- Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Андреева Н.В. Геохимические особенности габбро и гранитоидов Магаданского массива // Геохимия. 2001. № 1. С. 243–252.
- Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Павлова Л.А. Геохимические особенности пород вулканоплутонических ассоциаций Дукатского золото-серебряного месторождения // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 10. С. 928–939.
- Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М. ⁴⁰Аг/³⁹Аг– датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 4. С. 477–480.
- Зинькова Е.А. Сходство ранних серий Верхисетского батолита с высокоглиноземистыми трондьемиттоналит-дацитовыми и современными адакитовыми сериями // Ежегодник-2000. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии им. акад. А.И. Заварицкого, 2001. С. 105–109.
- Зинькова Е.А., Феритатер Г.Б. Синплутонические дайки в окраинно-континентальных гранитоидных батолитах на примере Верхисетского батолита, Средний Урал // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Материалы. I международной геологической конференции. 26–29 августа 2008 г., Улан-Удэ. С. 161–163.

- Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М. Новые данные по структуре мыса Камчатский, Восточная Камчатка // Изв. АН СССР. 1985. Т. 285 № 4. С. 89–92.
- Злобин С.К., Закариадзе Г.С. Магматизм, метаморфизм и геодинамика активных окраин на примере мезозойского Тетиса. М.: Наука, 1993. С. 413–433.
- Злобин С.К., Ставский А.П., Березнер О.С., Мишин Д.А. Геохимические особенности магматизма Майницкой палеоостроводужной системы (Корякское нагорье) // Геохимия. 1989. № 1. С. 113–124.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 с.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальные вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент-океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
- *Изох Э.П.* Гипербазит-габбровый формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: СО АН СССР, 1965. 139 с.
- Интрепретация геохимических данных М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 287 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1: 500000 / Под ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Джс.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64–90.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 14–30.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 672–676.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10, № 3. С. 227–253.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхожде-

ние раннемезозойского тектономагматического ареала раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геозимия // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 227–254.

- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
- Кононов М.В. Тектоника плит в северо-западной Пацифике. М.: Наука, 1989. 168 с.
- 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. (Тр. ГИН РАН. Вып. 549).
- Костицын Ю.А., Волков В.Н., Журавлев Д.З. Редкие элементы и эволюция гранитного расплава (на примере Раумидского массива, Ю.Памир) // Геохимия. 2007. № 10. 1057–1059.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В. и др. Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский мыс – предварительные результаты // Петрология и металлогения базитгипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 170–192.
- Крылов К.А. Особенности структурного положения плагиогранитов в Эконайской системе покровов (Корякский хребет) // 5-я конф. молодых науч. сотр. ГИН АН СССР. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 3–4.
- Крылов К.А., Лучицкая М.В. Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки, Аляски // Геотектоника. 1999. № 5. С. 35–51.
- Крылов К.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Аккреция океанических комплексов в Корякском нагорье // История геологического развития территории СССР и тектоника плит. Под ред. Л.П. Зоненшайна и Е.В. Приставакиной. М.: Наука, 1989. С. 111–120.

- Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е., Савостин Л.А. Первая находка альпинотипных гипербазитов в Срединной Камчатке // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 1. С. 147–151.
- *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузьмин В.К., Чухонин А.П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 932–935.
- 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.
- 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. Т. 1. Магадан: СВКНИИ, 2003. С. 162–165.
- Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В. и др. Кайнозойские гранулиты Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2003. Т. 393, № 3. С. 371–375.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985, 200 с.
- *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы. М.: Наука, 2011. 402 с.
- Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
- Лебедев М.М., Ястремский Ю.М., Гузиев И.С. О природе гранитогнейсовых куполов Срединнокамчатской метаморфической зоны. Новоалександровск, 1970 (Тр. СахКНИИ; Вып. 268).
- Леднева Г.В., Матуков Д.И. Время кристаллизации плутонических пород Куюльского офиолитового террейна: результаты U-Pb датирования цирконов методом SHRIMP // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 71–75.
- Леднева Г.В., Базылев Б.А., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. Ультрамафиты и мафиты Пекульнейского комплекса (Чукотка): высокобарические остоводужные кумуляты // Материалы третьей международной конференции «Ультрабазитбазитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» / В.А. Коротеев (отв. ред.). Екатеринбург. Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 17–20.
- *Лучицкая М.В.* Тоналит-трондьемитовые комплексы Камчатско-Корякского региона (геология,

геодинамика). М.: ГЕОС, 2001. 123 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 552).

- *Лучицкая М.В.* Соотношение гранитоидного аккреционного и адакитового магматизма на Тихоокеанской активной окраине // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 2. С. 226–230.
- *Лучицкая М.В,* Тоналит-трондьемитовые интрузивные комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1998. 24 с.
- Лучицкая М.В. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U–Pb-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 4. С. 500–502.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. Кислые породы. М.: Недра, 1987. 159 с.
- Малпас Дж. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в западном Ньюфаунленде: первое сообщение // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 488 с.
- 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.
- Морозов О.Л. Палеоостроводужная система хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 120–172.
- Морозов О.Л. Геохимия и литология пород аккреционной призмы хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 2. С. 192–213.
- *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 200 с.
- Морозов О.Л., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е. и др. Вещественные комплексы аккреционной структуры п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) – состав и геодинамическая интерпретация // Материалы совещания XXIY МТК. Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Том 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 49–52.
- Нагибина М.С. О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса // Вулканические и вулкано-плутонические формации. Труды Вулканологического совещания. Т. 2. М.: Наука, 1966. С. 241–248.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.

- *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., 1976. 159 с
- Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозоид к Корякско-Камчатской складчатой области // Геотектоника. 1977. № 1. С. 103–117.
- Некрасов Г.Е. Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: Центр информационной культуры, 2007. С. 231–235.
- Ноклеберг У.Дж., Горячев Н.А., Шпикерман В.И. и др. Тектоническая модель генезиса крупных металлогенических поясов с месторождениями золота, связанных с гранитоидами на Дальнем Востоке России и Аляске // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Труды Всероссийского совещания. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. 4–6 сентября. Магадан, 2000. С. 9–45.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
- Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 31–44.
- Паланджян С.А. Гранитоиды офиолитовых поясов Корякской складчатой системы // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1997. 354 с.
- Паланджян С.А. Геохимические признаки формирования офиолитов океанического типа в задуговых бассейнах // Происхождение магматических пород. Материалы международного (Х Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века», г.Апатиты, 20–22 июня 2005 г. Т. 2. Апатиты: Кольский научный центр, 2005. С. 182–184.
- Палечек Т.Н., Паланджян С.А. Юрские радиолярии и возраст кремнистых пород мыса Поворотный, п-ов Тайгонос (Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 73–94.

- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- *Пейве А.А.* Офиолиты Корякского хребта и Аляски // Тихоокеанская геология. 1983. № 5. С. 23–35.
- Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 95 с.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–24.
- Петрищевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64.
- Полин В.Ф..Петрология контрастной серии Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990, 228 с.
- Полин В.Ф., Молл-Столкап Е.Дж. Петрологогеохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 29–47.
- Попов В.С., Тевелев Ал.В., Богатов В.И. Степнинский плутон на Южном Урале: соотношение плутонических пород, связанных с мантийными и коровыми источниками // Геология и разведка. 1999. № 5. С. 52–69.
- Пущаровский Ю.М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца // Вулканические и вулкано-плутонические формации. Т. 2. Тр. Вулканологического совещания. М.: Наука, 1966. С. 238–241.
- Разницин Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационные типы базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
- Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Террейны и геодинамические условия проявления син- и постаккреционных магматических процессов – главные факторы контроля эндогенного оруденения Сихотэ-Алиньской складчатой системы // Закономерности строения и эволюции геосфер. Ч. II. Материалы третьего международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск-Владивосток, 1996. С. 62–64.

- Рихтер А.В. Строение метаморфических образований Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука, 1993. С. 28–58.
- Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
- Розен О.М. Выплавленные гранитоиды и нижнекоровый рестит: расчетное моделирование (на примере коллизионных гранитов Тырныауза, плиоцен Большого Кавказа) // Геохимия. 2001. № 5. С. 542–562.
- Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 27–39.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 186 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 545).
- Розен О.М., Щипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Статья 2. Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенности литосферы // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 6. С. 3–27.
- Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М.: Научный мир, 2008. 184 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
- Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Мезозойские вольфрамоносные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня некоторых районов СССР. М.: Наука, 1982. С. 104–173.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта. Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 5. С. 1186–1189.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
- Русакова Т.Б. Меловой магматизм Северо-Восточного Приохотья: геолого-геохронологическая корреляция. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2009. 43 с.
- Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Ханчук А.И. Геодинамические типы гранитоидов Приморья // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 11–26.
- Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Закономерности строения

и эволюции геосфер. Ч. II. Материалы третьего международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск-Владивосток. 1996. С. 62–64.

- Савельев Д.П. Внутриплитные вулканиты в меловых океанических комплексах Восточной Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. 2004. 23 с.
- Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и *др.* Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // ДАН. 1992. Т. 326, № 1. С. 148–153.
- Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О. и *др.* Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского раона, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
- Светов С.А., Хухма Х., Светова А.И., Назарова Т.Н. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Докл. РАН. 2004. Т. 397. №. 6. С. 810–814.
- Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. 1975. № 18. С. 141–145.
- Сиверцева И.А, Смирнова А.И. О находке палеозойских спор в метаморфических отложениях Камчатки // Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 126–128.
- Силантьев С.А., Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Кононкова Н.Н. Петрология и геохимия ассоциации ксенолитов в габбро-диорит-тоналитовом комплексе Прибрежно-Тайгоносского пояса, южная часть п-ова Тайгонос, мыс Поворотный (Северо-Восток России) // Геохимия. 2002. № 12 С. 1288–1305.
- Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н. и др. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 70–87.
- Синица С.М. Метаморфизм и плагиогранитоиды северо-запада Тихоокеанского пояса // Известия РАН. Сер. геол. 1990. № 10. С. 50–57.
- Синица С.М., Ханчук А.И. Преколлизионные гранитоиды // Тихоокеанская геология. 1995. № 1. С. 50–56.
- Синица С.М., Шашкин К.С. Плагиограниты Срединного хребта, их возраст, фациальные черты и место в структурной эволюции камчатских метаморфид // Корреляция эндогенных процес-

сов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1979. С. 102–120.

- Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
- Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др. Новые данные о происхождении офиолитов п-ова Камчатский мыс (СВ Камчатка) // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 8. С. 881–883.
- Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др. Петрология ультрамафитовых лав и ассоциирующих пород массива Троодос, Кипр // Петрология. 1993. № 1. С. 379–412.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 181 с. (тр. ГИН РАН; вып. 479).
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. Материалы Теоретического семинара ОГГГГН РАН 1999–2001 гг., 2003а. С. 32–57.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003б. № 1. С. 3–19.
- Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–81.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – северо-западная Пацифика в позднеюрскораннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. 1999. С. 30–83. (Тр. ГИН РАН. Вып. 515).
- Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А. и др.. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.
- Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А. и др. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 6, С. 73–84.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып.6. С. 24–37.
- Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. Автореф. дисс. док. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2005. 49 с.

- Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
- Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т. и др. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 4. 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.
- Степанов В.А., Трухин Ю.П. О возрасте Шанучского медно-никелевого месторождения Камчатки // Докл. РАН. 2007. Т. 417, № 1. С. 84–86.
- Стриха В.Е. Два типа габбро-плагиогранитовых ассоциаций в северо-восточной части Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 78–91.
- Стриха В.Е., Звизда Т.В. Петро-, геохимические особенности базитов офиолитовой ассоциации Тамватнейских гор (Корякское нагорье) // Ги-пербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 6. Новосибирск, 1991. С. 117–130.
- СтрихаВ.Е., МорозовА.Е.Мезозойско-кайнозойские плутонические образования Северо-Востока Корякии. Благовещенск-на-Амуре: ДВО РАН, 1998. 130 с.
- Стружков В.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 320 с.
- Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 63–70.
- Тарарин И.А. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки - миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 207–224.
- Тарарин И.А. Гранитизация основных вулканитов в контактовом ореоле габброноритового интрузива (Ганальский хребет, Камчатка) // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 6. С. 802–805.
- Тарарин И.А., Чубаров В.М., Игнатьев Е.К., Москалева С.В. Геологическая позиция, минералогия и платиноидная минерализация медно-никелевых рудопроявлений Квинумского рудного поля Срединного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 94–100.
- Тарарин И.А., Чубаров В.М. Гранитизация и магматическое замещение в контактовом ореоле Юрчикского габброноритового массива Ганальско-

го хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 44–65.

- Тарарин И.А., Чубаров В.М., Философова Т.М. Базификация плагиогнейсов на контакте с габброидами Юрчикского массива в Ганальском хребте Камчатки // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 29–47.
- Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:500000) / Под ред. А.В. Пейве, Л.П. Зоненшайна, А.Л. Книппера и др. М.: Наука, 1980. 222 с.
- *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В. Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии. Статья 1. Геология, петрография и геохимия // Вестник МГУ. 2006. № 5. С. 13–20.
- Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В. Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии. Статья 2. Состав минералов и условия кристаллизации // Вестник МГУ. 2006. № 6. С. 9–15.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 67–81.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 99–109.
- *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналиттрондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
- 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.
- *Туркина О.М.* Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 6. С. 779–783.
- Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 41–55.
- *Туркина О.М.* Лекции по геохимии мантии и континентальной коры. Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2008. 150 с.

- *Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 287 с.
- Уткин В.П. Строение, геохронология и структурнодинамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмометаллогенического пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5. С. 659–663.
- Фаррар Э. Термальное перерождение гранитоидных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в палеогене по результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования // Тихоокеанская геология. 1992. № 1. С. 109–114.
- Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихтэоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85–101.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М., 1988. 262 с.
- Филатова Н.И., Вишневская В.С. Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // Докл. РАН, 1992. Т. 323, № 4. С. 734–740.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Роль кислого вулканизма в формировании Охотско-Чукотского вулканического пояса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. XLIX (1). С. 73–88.
- Хаин В.Е., Филатова Н.Н., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 601).
- Ханчук А.И. Геология и происхождение Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С. 45–53.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН, 1985. 138 с.
- Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
- Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
- Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А. и др. Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 9. С. 664–668.
- Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А. и др.. Особенности генезиса гранитоидов дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарометрических исследований // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 17–28.

Хотин М.Ю. Эффузивно-туфогенно-кремнистая формация п-ова Камчатский мыс. М.: Наука, 1976. 196 с.

Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–90.

Хоуриган Дж.К., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Датирование сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки (скорость выведения аккреционных структур на поверхность) // Геохимия. 2004. № 2. С. 131–140.

Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 168 с.

Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и металлогения мафитультрамафитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 159–169.

- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Фрейтаг Р. Новые данные о структуре и условиях формирования Оленегорского офиолитового массива полуострова Камчатский Мыс, Камчатка // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 1. С. 1–5.
- Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.
- Чехов А.Д., Паланджян С.А. К тектонике офиолитов полуострова Тайгонос // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 25–33.
- *Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки. М.: ГЕОС, 2005. 116 с.
- 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. и др. Тектоническая эволюция Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
- Шапиро М.Н., Разницин 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.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне коллизии палеоостровной дуги с континентом (на примере Камчатки) // Геотектоника. 2010. (в печати).

- Шараськин А.Я. Идзу-Бонинская, Волкано и Марианская дуги // Под ред. Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 96–118.
- Шевченко В.М. Интрузивные комплексы верховьев реки Колымы и Примагаданья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 95 с.
- Щербакова Т.Ф., Беус А.А. Плагиомигматизация амфиболитов Майницкой структурной зоны Корякского нагорья // Геохимия. 2000. № 10. С. 1084–1097.
- Щербинина Е.А. Наннопланктон из палеогеновых пород Восточной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 60–70.
- *Щипанский А.А.*Субдукционные и мантийноплюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Издво ЛКИ, 2008. 560 с.
- Юркова Р.М., Воронин Б.И. Магматизм и геодинамика офиолитового диапира // Магматизм и рудообразование. Материалы конференции, посвященной 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого. 18–19 марта 2009 г. М.: ИГЕМ РАН, 2009. С. 151–154.
- 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. V. 39. P. 1181–1196.
- Abdel-Rahman A-F.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // J. Petrology. 1994. V. 35. Pt. 2. P. 525–541.
- Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka-Aleutian junction // Int. J. Earth Sci. (Geol. Runsch.). 2006. DOI 10.1007/s00531-006-0080-z.
- Amato J.M., Pavlis T.L. Detrital zircon ages from the Chugach terrane, southern Alaska, reveal multiple episodes of accretion and erosion in a subduction complex // Geology. 2010. V. 38, N 5. P. 459–462.
- Amato J.M., M.E.Rioux, P.B.Keleman et al. U-Pb geochronology of volcanic rocks from the Jurassic Talkeetna Formation and detrital zircons from prearc and postarc sequences: implications for the age of magmatism and inheritance in the Talkeetna arc // Tectonic growth of a collisional continental margin: crustal evolution of Southern Alaska. Eds K.D. Ridgeway, J.M. Trop, J.M.G. Glen, J.M. O'Neill. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 431. 2007. 650 p.
- Amato J.M., Toro J., Miller E.L. et al. Late Proterozoic –Paleozoic evolution of the Arctic Alaska-Chukotka

terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // Geol. Soc. Amer. Bull. 2009. V. 121, N 9–10. P. 1219–1235.

- Amri I., Benoit M., Ceuleneer G. Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 139, N 1–2. P. 177–194.
- Anderson J.L. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America // Eds. Medaris L.G. et al. Proterozoic geology: selected papers from an International Proterozoic symposium. Geol. Soc. Am. Mem. 1983. V. 161. P. 133–154.
- 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. Amer. Memoir. 1990. V. 174. P. 47–69.
- Andronicos C.L., Chardon D.H., Hollister L.S. et al. Strain partitioning in an obliquely convergent orogen, plutonism and synorogenic collapse: Coast Mountains Batholith, British Columbia, Canada // Tectonics. 2003. V. 22, N 2. 1012, doi:10.1029/2001TC001312.
- Anma R., Armstrong R., Orihashi Y. et al. Are the Taitao granites formed due to subduction of the Chile ridge? // Lithos. 2009. V. 113. P. 246–258.
- Arculus R.J., Lapiere H., Jaillard Q. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador // Geology. 1999. V. 27, N 6. P. 547–550.
- Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of Southwest Finland and it's implications for the origin of tonalite and trondhjemite magmas//J. Petrol. 1978. V. 19, N 2. P. 289–316.
- Arth J.G., Zmuda C.C., Foley N.K. et al. Isotopic and trace element variations in the Ruby batholith, Alaska, and the nature of the deep crust beneath the Ruby and Angayucham terranes // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B11. P. 15941–15955.
- Arth J.G., Barker F., Stern T.W. Coast batholith and Taku plutons near Ketchikan, Alaska: petrography, geochronology, geochemisty and isotopic character // American Journal of Science. 1988. V. 288-A. P. 461–489.
- 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. V. 62. P. 65–85
- Atherton P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362, N 3. P. 144–146.

- Ayuso R.A., Haeussler P.J., Bradley D.C. et al. The role of ridge subduction in determining the geochemistry and Nd-Sr-Pb isotopic evolution of the Kodiak batholith in southern Alaska // Tectonophysics. 2009. V. 464. P. 137–163.
- Barker F., Plafker G., Arth J.G. et al. Paired fore- arc and andean magmatic arcs at 65–47 Ma, Soutern Alaska // International symposium «Granites and geodynamics», magma generation mechanism, properties of melts, geochemistry and metallogeny, Moscow, USSR, 1991: Extended abstracts volume. Moscow: SovGeoinfo, 1991. P. 1–3.
- Barker F., Farmer G.L., Ayuso R.A. et al. 50-Ma granodiorite of the Eastern Gulf of Alaska: melting in an accretional prism in the forearc // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 6757–6778.
- Barker F. Some accreted volcanic rocks of Alaska and their elemental abundances // Eds. Plafker G., Berg H.C. The geology of Alaska. Boulder, Colorado. Geol. Soc Am. Geology of North America. V. G-1. 1994. P. 555–558.
- Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. // Geol. Journ. 1990. V. 25, № 3/4. C. 227–238.
- *Barbarin D.* A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605–626.
- Barnett D.E., Bowman J.R., Pavlis T.L. et al. Metamorphism and near-trence plutonism during initial accretion of the Cretaceous Alaskan forearc // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B12. P. 24007– 24024.
- *Batchellor R.A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.
- Batmen P.C., Chappell B.W. Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumn series, Yosemite National Park, California // Geol. Soc. Am. Bull. 1979. V. 81. P. 409–420.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Islands: tectonic implications // Tectonophysics. 1992. V. 201. P. 157–173.
- Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the *P*–*T* history of Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 103–116.
- *Beard J., Lofgren G.* Dehydration melting and watersaturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb // Journal of Petrology. 1991. V. 32. P. 365–402.

- Beate B., Monzier M., Spikings R. et al. Adakite generation related to flat subduction: example of the Quimsacocha volcanic center from Southern Ecuador // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. F1308.
- Best M.G., Christiansen E.H. Igneous petrology. Blackwell Science, 2001. 458 p.
- *Bibikova E.V.* Isotope-geochemical characteristics of the Archaean sanukitoids: a review // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5, N 01275.
- 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. V. 110. P. 27–289.
- Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis // Geological Journal. 1990. V. 25. P. 261–270.
- *Bonin B.* A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. V. 97. Is. 1–2. P. 1–29.
- *Bonin B*. Death of super-continents and birth of oceans heralded by discrete A-type granite igneous events: the case of the Variscan-Alpine Europe // Journal of Geosciences. 2008. V. 53. P. 237–252.
- *Borisova A.Yu., Pichavant M., Polve M. et al.* Trace element geochemistry of the 1991 Mt.Pinatubo silisic melts, Philippines: implications for ore-forming potential of adakitic magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 3702–3716.
- *Bourdon E., Eissen J.-P., Gutscher M.-A. et al.* Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean volcanic zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador) // Bull. Soc. Geol. France. 2002. V. 173, N 3. P. 195–206.
- Bourdon E., Eissen J.-P., Gutscher M.-A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 205. P. 123–138.
- *Bourgois J., Michaud M.* Comparison between the Chile and Mexico triple junction areas substantiates slab window development beneath northwestern Mexico during the past 12–10 Myr // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 201. P. 35–44.
- Bourgois J., Martin H., Lagabrielle Y. et al. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area) // Geology. 1996. V. 24, N 8. P. 723–726.
- Brandley D.C., Parrish R., Clendenen W. et al. New geochronological evidence for the timing of Early Tertiary ridge subduction in Southern Alaska // U.S. Geological Survey Professional Paper 1615. 1998. 21 p.

- *Brew D.A.* The Insular-Intermontane suture zone (IISZ) of the Western Coast Mountains of Southeastern Alaska and British Columbia and the Adria-Europe suture zone (AESZ) of Southern Europe general description and comparison of global scale tectonic features // Geological Studies in Alaska by the U.S. Geol. Surv. 1999. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1623. P. 35–50.
- *Brown E.H., McClelland W.C.* Pluton emplacement by sheeting and vertical ballooning in part of the southeast Coast plutonic complex, British Columbia // GSA Bull. 2000. V. 112, N 5. P. 708–719.
- Bryant C.J., Arculus R.J., Chappell B.W. Clarence River Supersuite: 250 ma Cordilleran tonalitic Itype intrusions in Southern Australia // J. Petrology. 1997. V. 38, N 8. P. 975–1001.
- Burns L.E. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: Cumulate fractionates of island-arc volcanics // Canad. J. Earth. Sci. 1985. V. 22. P. 1020–1038.
- Busby C. Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico // Tectonophysics. 2004. V. 392. P. 241–277.
- *Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U.* Petrology and geochemistry of Camiguin southern Island, Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134, N 1. P. 33–51.
- *Chappell B.W.* Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // Lithos. 1999. V. 46. P. 535–551.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173–174.
- Chappell B.W., White A.J.R. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia//Geological Society of America Memoirs. 1983. V. 159. P. 21–37.
- 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. V. 83. P. 1–26.
- *Chardon D.* Strain partitioning and batholith emplacement at the root of a transpressive magmatic arc // J. Structural Geology. 2003. V. 25. P. 91–107.
- Chardon D., Andronicos C.L., Hollister L.S. Largescale transpressive shear zone patterns and displacements within magmatic arcs: the Coast plutonic complex, British Columbia//Tectonics. 1999. V. 18, N 2. P. 278–292.
- *Charvet J., Faure M., Fabbri O. et al.* 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. V. 13. P. 161–191.

- *Chen Y., Chappell B.W., White A.J.R.* Mafic enclaves of some I-type granites of the Paleozoic Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // Enclaves and granite petrology. Elsevier, 1991. 601 p.
- *Chung S.-L., Ji J., Dunyi Liu et al.* Adakites from continent collision zones: melting of thickened lower crust beneath Southern Tibet // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5.
- Chung S.-L., Liu D., Ji J. et al. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // Geology. 2003. V. 31. P. 1021–1024.
- Clague D.A. Dalrymple G.B. The Hawaiian-Emperor volcanic chain. P. 1. Geologic evolution // Eds. Decker R.W., Wright T.L., Stauffer P.H. Volcanism in Hawaii 1., 1987. US Geol. Surv. Prof. Pap. P. 5–54.
- *Clarke G.L., Klepeis K.A., Daczko N.R.* Cretaceous high-P granulites at Milford Sound, New Zealand: their metamorphic history and emplacement in a convergent margin setting // J. Metamorphic Geol. 2000. V. 18. P. 359–374.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: experimental constraints // Am. Mineralogist. 1986. V, 71. P. 317–324.
- Clift P. D., Draut A. E., Kelemen P. B. et al. Stratigraphic and geochemical evolution of an oceanic arc upper crustal section: the Jurassic Talkeetna Volcanic Formation, south-central Alaska // Geol. Soc. Am. Bull. 2005. V. 117, N 7–8. P. 902–925.
- *Clift P.D., Pavlis T., DeBari S.M. et al.* Subduction erosion of the Jurassic Talkeetna-Bonanza arc and the Mesozoic accretionary tectonics of western North America // Geology. 2005. V. 33, N 11. P. 881–884.
- *Collins W.J.* Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // Geology. 2002. V. 30, N 6. P. 535–538.
- *Collins W.J., Richards S.W.* Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens // Geology. 2008. V. 36, N 7. P. 559–562.
- Colins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 189–200.
- Cole R.B., Nelson S.W., Layer P.W., Oswald P.J. Eocene volcanism above a depleted mantle slab window in southern Alaska // Geol. Soc. Am. Bull. 2006. V. 118, N 1. P. 140–158.
- Cook R.D., Crawford M.L. Exhumation and tilting of the western metamorphic belt of the Coast orogen

in southern Southeastern Alaska // Tectonics. 1994. V. 13. P. 528–537.

- Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. V. 80. P. 33–44.
- *Condie K.C.* Did character of subduction change at the end of the Archaean? Constraints from convergent-margin granitoids // Geology. 2008. V. 36, N 8. P. 611–614.
- 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. V. 44. P. 1–19.
- Crawford M.L., Crawford W. A., Lindline J. 105 million years of igneous activity, Wrangell, Alaska, to Prince Rupert, British Columbia // Can. J. Earth. Sci. 2005. V. 42. P. 1097–1116.
- Crawford M.L., Klepeis K.A., Gehrels G., Isachsen C. Batholith emplacement at mid-crustal levels and its exhumation within an obliquely convergent margin // Tectonophysics. 1999. V. 312. P. 57–78.
- Creaser R.A., Price R.C., Wonrmald R.J. A-type granites revisited: assessment of a resifual source model // Geology. 1991. V. 19. P. 163–166.
- Currie L.D., Parrish R.R. Jurassic accretion of Nisling terrane along the western margin of Stikinia, Coast Mountains, northwestern British Columbia // Geology. 1993. V. 21. P. 235–238.
- Currie L.D., Parrish R.R. Paleozoic and Mesozoic rocks of Stikinia exposed in northwestern British Columbia: implications for correlations in the northern Cordillera // Geol. Soc. Am. Bull. 1997. V. 109, N 11. P. 1402–1420.
- Day W.C., Aleinikoff J.N., Gamble B. Geochemistry and Age Constraints on Metamorphism and Deformation in the Fortymile River Area, Eastern Yukon-Tanana Upland, Alaska // Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska, 2000a. U.S. Geological Survey Professional Paper 1662. 2000. P. 5–18.
- Day W.C., Gamble B.M., Henning M.W., Smith B.D. Geologic setting of the Fortymile River area— Polyphase deformational history within part of the eastern Yukon-Tanana uplands of Alaska Geologic Studies in Alaska by theU.S. Geological Survey, 1998. Eds. Kelley K.D., Gough L.P. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1615. 20006. P. 65–82.
- Decker J., Bergman C.S., Blodgett R.B. et al. Geology of South-Western Alaska The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Plafker G., Berg H.C. – eds. Geological Society of America, 1994. P. 285–310.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.

- Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology. 1993. V. 21. P. 547–550.
- *Defant M., Kepezhinskas P.* Evidence suggests slab melting in arc magmas // EOS. Transactions. AGU. 2001. V. 82, N 6. P. 65–69.
- Defant M.J., Richerson M., De Boer J.Z. et al. Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama // J. Petrology. 1991. V. 32. P. 1101–1142.
- Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S. et al. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 49. P. 569–579.
- Defant M.J., Kepezhinskas P., de Boer J.Z. Slab melting at the southern terminus of the Lesser Antilles arc: petrology, geochemistry and tectonics of the Grenada region // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. P. F1289.
- *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. V. 129. P. 85–102.
- Driver L.A., Creaser R.C., Chacko T., Erdmer, P. Petrogenesis of the Cretaceous Cassiar batholith, Yukon-British Columbia, Canada: implications for magmatism in the North American Cordilleran Interior // GSA Bull. 2000. V. 112, N 7. P. 1119–1133.
- Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemitetonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophis. Res. V. 95, N B13. 1990. P. 21503–21521.
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalitedacite/adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences. 1996. V. 87. P. 205–215.
- Ducea M.N., Saleeby J.B. Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: evidence form xenolith thermobarometry // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 8229–8244.
- Ducea M.N., Saleeby J.B. The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 169–185.
- *Duchesue J.-C., Wilwart E.* Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (southwest Norway): a jotunite (hyperstene monzodiorite)-derived A-type granitoid suite // J. Petrology. 1997. V. 38. P. 337–369.
- *Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.

- *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Eissen J.-P., Bourdon F., Gutcher M.-A. Geochemical evidence of primary melts during subduction flattening // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. P. F1309.
- Enclaves and granite petrology. Elsevier, 1991. 601 p.
- *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 1987. V. 206. 59 p.
- *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. V. 25. P. 894–928.
- Evenchik C.A., Crawford M.L., McNicoll V.J. et al. Early Miocene or younger normal faults and other Tertiary structures in west Nass River map area, northwest British Columbia, and adjacent parts of Alaska // Geol. Surv. Can. Curr. Res. 1999. V. 1999-A. P. 1–11.
- Falloon, T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J. et al. Boninites and adakites from the Northern termination of Tonga Trench: implications for adakite petrogenesis // J. Petrology. 2008. V. 49, N 4. P. 697–715.
- Farris D.W. Tectonic and petrologic evolution of the Kodiak batholith fault and the trenchward belt, Kodiak Island, AK: contact juxtaposition?
 // J. Geophys. Res. 2010. V. 115, N B07208. doi:10.1029/2009JB006434.
- Farris D.W., Haeussler P., Friedman R. et al. Emplacement of the Kodiak batholith and slabwindow migration // GSA Bulletin. 2006. V. 118, N 11/12. P. 1360–1376.
- Fedorchuk A.V. Ophiolites of the Kamchatsky Mys peninsula (Eastern Kamchatka) // Ofioliti. 1989. V. 14, N ¹/₂. P. 3–12.
- Fliedner M., Klemperer S.L. Crustal structure transition form oceanic arc to continental arc, eastern Aleutian Islands and Alaska Peninsula // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 567–579.
- Flanigan B., Freeman C., Newberry R. et al. Exploration models for mid and Late Cretaceous intrusion-related gold deposits in Alaska and the Yukon Territory, Canada // Eds. Cluer J.K., Price J.G., Struhsacker E.M., Hardyman R.F., Morris C.L. Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond. Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, May 15–18, 2000. P. 591–614.
- Forster H.-J., Tischendorf G., Trumbull R.B. An evaluation of evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimina-

tion diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks //Lithos. 1997. V. 40. P. 261–293.

- Freitag R., Gaedicke C., Baranov B., Tsukanov N. Collisional processes at the junction of the Aleutian-Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observation // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 433–442.
- Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anarogenic granite // J. Petrology. 1999. V. 40. P. 1771–1802.
- *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
- Gabrielse H., Reesor J.E. The nature and setting of granitic plutons in the central and eastern parts of the Canadian Cordillera // Pacific geology. 1974. N 8. P. 109–138.
- Gaedicke C., Baranov B.V., Seliverstov N.I. et al. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian - Kamchatka junction // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 63–85.
- *Garrison J.M., Davidson J.P., Mothes P.A., Hall M.P.* An alternative to slab melting in the NVZ: amphibolite melting at Cotopaxi volcano, Ecuador // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. F1308.
- *Gehrels G.E., Saleeby J.B.* Geology of Prince of Wales Island, Southeastern Alaska // Geol. Soc. Am. Bull. 1987. V. 98. P. 123–137.
- Gehrels G.E., Berg H.C. Geology of Southeastern Alaska // Eds. Plafker G., Berg H.C. The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Geological Society of America, 1994. P. 451–468.
- *Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W.* Origin transport and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. Am. Bull. 1994. V. 106, N 9. P. 1182–1194.
- *Condie K.C.* Earth as an evolving planetary system. Elsevier Academic Press, 2005. 489 p.
- *Gordee S.* Magmatic episodicity in the Eastern Coast plutonic complex, Bella Coola, British Columbia // 2003 Seattle Annual Meeting. November 2–5, 2003. Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs. V. 35, N 6. P. 92.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Is the continental Moho the crust–mantle boundary? // Geology. 1987. V. 15. P. 241–244.
- Granite. Symposium celebrating the 70th birthday of W.S.Pitcher. Liverpool University. January 1990 // Geological Journal. 1990. V. 25, N 3–4.
- *Guivel C., Bourgois J., Crasset O. et al.* Chile triple junction area: dacitic magmatism over a subducting active spreading ridge, characterization and ori-

gin // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. F1309–F1308.

- Guivel C., Lagabrielle Y., Bourgois J. et al. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and site 862, LEG ODP 141 on the Taitao Ridge) // Tectonophysics. 1999. V. 311. P. 83–111.
- Guivel C., Lagabrielle Y., Bourgois J. et al. Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction // J. Geophys. Res. 2003. V. 108, N B7. doi: 10.1029/20021B002119.
- *Gutcher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E.* Can slab melting be caused by flat subduction? // Geology. 2000. V. 28, N 6. P. 535–538.
- Hammer P.T.C., Clowes R.M. Accreted terranes of northwestern British Columbia, Canada: Lithospheric velocity structure and tectonics // J. Geophys. Res. 2004. V. 109, N B06305. doi: 10.1029/2003JB002749.
- Hanyu T., Tatsumi Y. A contribution of slab-melts to the formation of high-Mg andesite magmas: Hf isotopic evidence from SW Japan // Geophys. Res. Lett. 2002, V. 29, N 22.P. 2051–2055.
- Haragushi S., Ishii T., Kimura J.-I., Ohara Y. Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Daini seamount, northern Kyushu-Palau ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana arc crust // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 145. P. 151–168.
- Harris N., Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites // Tectonics. 1994. V. 13, N 6. P. 1537–1546.
- Harris N.R., Sisson V.B., Wright J.E., Pavlis T.L. Evidence for Eocene mafic underplating during forearc intrusive activity, eastern Chugach Mountains, Alaska // Geology. 1996. V. 24, N 24. P. 263–266.
- Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous plutonic province: magnetite-ilmenite series granitoids and intrusion-related mineralization // Resource Geology. 2004. V. 54, N 3. P. 253–280.
- Haschke M.R., Ben-Avraham Z. Adakites Along Oceanic Transforms? // Eos Transactions. AGU. 2001. V. 82, N 47. (http://www.agu.org/meetings/waisfm01.html).
- Haschke M.R., Ben-Avraham Z. Adakites along oceanic transform faults? // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5, N 06789.
- *Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites from collision-modified lithosphere // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. L15302.

Haschke M.R., Gunter A. Balancing crustal thickening in arcs by tectonic bs magmatic means // Geology. 2003. V. 31, N 11. P. 933–936.

- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. Destructive plate magmatism: geochemistry and melt generation // Lithos. 1994. V. 33. P. 169–188.
- *Helz R.* Phase relations of basalt in their melting ranges at PH₂O=5 kb. Part 2. Melt compositions // J. Petrology. 1976. V. 17. P. 139–193.
- Hill M., Morris J., Whelan J. Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak islands, South Alaska // J. Geophys. Res. V. 86, №. B11. 1981. P. 10569–10590.
- *Hillhouse J.W., Coe* R.S. Paleomagnetic data from Alaska // Eds. Plafker G., Berg H.C. The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Geological Society of America, 1994. P. 797–812.
- *Hoffman A.W.* Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.
- *Holbroock W.S., Lizarraide D., McGeary S. et al.* Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth // Geology. 1999. V. 27, N 1. P. 31–34.
- *Hollister L.S., Andronicos C.L.* A Candidate for the Baja British Columbia Fault System in the Coast Plutonic Complex//GSA Today. 1997. V. 7, N 11. P. 1–7.
- *Hourigan J.* Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the northeast Russian margin. PhD thesis. Stanford, California: Stanford University, 2003. 257 p.
- *Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bull. 2004. V. 116, N 5/6. P. 637–654.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B. High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinniy Range, Kamchatka // Geological Society of America Program with Abstracts. 2003. V. 35. P. 139–140.
- Hourigan, J.K., Brandon, M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science. 2009. V. 309. P. 333–396.
- *Huang F., Li S., Dong F. et al.* High-Mg adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: implications for foundering mechanism of lower continental crust // Chemical Geology. 2008. V. 255, N 1–2. P. 1–13.
- Hudson T.L. Calc-alkaline plutonism along the Pacific rim of southern Alaska // Ed. Roddick J. A. Circum-

Pacific plutonic terranes. Geol. Soc. Am. Memoir. 1983. V. 159. P. 159–170.

- Hudson T.L. Jurassic plutonism along the Gulf of Alaska // Geol. Soc. Am. Abs. Programs. 1985. V. 17. P. 362.
- Hutton D.H.M, Ingram G.M. The Great Tonalite Sill of southeastern Alaska and British Columbia: emplacement into an active contractional high angle reverse shear zone (extended abstract) // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 1992. V. 83. P. 383–386.
- *Ingram G.M., Hutton D.H.M.* The Great Tonalite Sill: emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to Early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1994. V, 106. P. 715–728.
- *Irvine T.N., Barager W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. V. 8. P. 523–548.
- Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks Mining Geol 1977. V. 27. P. 293–305.
- Ishiwatari A., Yanagida Y., Li Y.-B. et al. Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: an ophiolite or a serpentinite seamount? // Island Arc. 2006. V. 15. P. 102–118.
- *Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizlez M., Cherepanova I.Yu.* New ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of Cretaceous continental volcanics from Central Chukotka: implications for initialtion and duration of volcanism within the northern part of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt (Northeastern Eurasia) // J. of Geology. 2004. V. 112. P. 369–377.
- Johnson S.T., Thorkelson D.J. Cocos-Nazca slab window beneath Central America // Earth. Planet. Sci. Lett. 1996. V. 146. P. 465–474.
- 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. V. 61. P. 61187–208.
- 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. V. 27, N8. P. 743–746.
- Johnson S.T., Canil D., Heaman L. Intermontane and Insular superterranes: separated by an ocean basin from latest Triassic to Late Cretaceous time // Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs. 2006. V. 38, N 5. P. 81.
- Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G. Lithotectonic terrane map of Alaska // Eds. Silberling N.J., Jones D.L. Lithotectonic terrane map of the

North American Cordillera. US Geological Survey Open-File Report 84-523. 1984. 12 p.

- Kawate S., Arima M. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic comples, cental Japan: exposed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc // Island Arc. 1998. V. 7. P. 342–358.
- *Kay R.W.* Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust // J. Volcanology and Geothermal Research. 1978. V. 4. P. 117–132.
- *Kay S.M.* Andean adakites from melting of subducted slabs, thickened continental crust and tectonically removed forearc and backarc crust // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. F1309.
- Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics. 1993. V. 219. P. 177–189.
- Kay S.M., Ramos V.A., Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America // J. Geology. 1993. V. 101. P. 703–714.
- Kelemen P.B., Hanghoj K, Greene A.R. One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Eds. Holland D., Turekian K.K. Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 594–649.
- Kemp A.I.S., Shimura T., Hawkesworth C.J., EIMF Linking granulites, silicic magmatism and crustal growth in arcs: ion microprobe (zircon) U-Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan // Geology. 2007. V. 35, N 9. P. 807–809.
- Kepezhinskas P., Defant M. Slab melt-mantle interaction, adakitic (Na) metasomatism and slab melt component in arc magmas // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. P. F1307.
- Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by meltperidotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, N 7. P. 1217–1229.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // Geochimica Cosmochimica Acta. 1997. V. 61, N 5. P. 577–600.
- Khanchuk A.I., Kepezhinskas P., Defant M.J. Ridge subduction, slab melt-mantle interaction and origin of adakites and high-Nb basalts in Southern Kamchatka: geologic and geochemical constraints // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. P. F1315.
- Kilian R., Stern R.J. Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths // Eur. J. Mineral. 2002. V. 14. P. 25–36.

- Kimura J., Kakabuchi S., Iisumi S. et al. Melting of the Philippine Sea slab and adakitic lavas in southwestern Japan: constraints from geology, geochemistry and seismology // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. P.F1310.
- *Kinoshita O.* Slab-window related magmatism, caused by the Kula-Pacific ridge subduction beneath the Eurasia continent in the Cretaceous // Episodes. 1997. V. 20. P. 185–187.
- *Kinoshita O.* A migration model of magmatism explaining a ridge subduction, and its details on a statistical analysis of the granite ages in Cretaceous Southwest Japan // Island Arc. 1999. V. 8. P. 181–189.
- Kodaira S., Sato T., Takahashi N. et al. New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc // Geology. 2007. V. 35. P. 1031–1034.
- Konstantinovskaia E.A. Arc–continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the North-West Pacific: an example from the Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics. Active subduction and collision in South-East Asia (SEASIA). Spec. Is. 2001. V. 333, N 1/2. P. 75–94.
- *Kramer W., Seifert W.* Adakites within Jurassic volcanic arc of the Coastal Cordillera, Northern Chile // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. F1316.
- Lagabrielle Y., Guivel C., Maury R.C. et al. Magmatictectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction : the Chile Triple Junction model // Tectonophysics. 2000. V. 326. P. 255–268.
- Lanphere M.A., Reed B.L. The McKinley sequence of granitic rocks: a key element in the accretionary history of southern Alaska // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 11413–11430.
- Larsen E.S. Batholith and associated rocks of Corona, Elsimore and San Luis Rey Quadrangle, Southern California // Geol. Soc. Am. Memoir. 1948. V. 29. 182 p.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29, N 2. P. 167–170.
- Lee C.-T. A., Morton D.M., Kistler R.W., Baird A.K. Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: from island arcs to accretion and continental arc magmatism // Earth. Planet. Sci. Lett. 2007. V. 263. P. 370–387.
- *Le Maitre R.W.* (ed.). Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford. 1989.
- Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anarogenic granites // Geol. Soc. Am. Abst. Prog. 1979. V. 11. P. 468.

- Macpherson C.G., Dreher S. T., Thirlwall M. F. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 243. P. 581–593.
- Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174, N ³/₄. P. 235–255.
- 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. V. 24, N 1. P. 31–34.
- *Martin H.* Effects of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // Geology. 1986. V. 14. P. 753–756.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
- Martin H., Moyen J.-F. Secular changes in tonalitetrondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth // Geology. 2002. V. 30, N 4. P. 319–322.
- *Martin H., Moyen J.-F.* Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5, N 02673.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79, N 1–2. P. 1–24.
- Martin R.E. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment // Lithos. 2006. V. 91. P. 125–136.
- Maximova Z.V., Nelson B.K., Prikhod'ko V.S. Petrology and isotopic systematics of Khungariisk granites as a dey to the history of Early Cretaceous collision in Sikhote-Alin fold belt, Far East Russia // IGAM-94. Proceedings. Magadan, 1994. P. 220–224.
- Maury R.C., Sajona F. G., Pubellier M. et al. Fusion de la croute oceanique dans les zones de subduction/ collision recentes: l'example de Mindanao (Philippines) // Bull. Soc. Geol. France. 1996. V. 167, N 5. P. 579–595.
- *Middlemost E.A.K.* Magmas and Magmatic Rocks. Essex: Longman Group Limited, 1985. 123 p.
- Miller T.P. Contrasting plutoni rock suites of the Yukon-Koyukuk basin and the Ruby geanticline, Alaska // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. Is. B11. P. 15969–15987.
- *Miller T.P.* Pre-Cenozoic plutonic rocks in mainland of Alaska // The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Plafker G., Berg H.C. – eds. Geological Society of America, 1994. P. 535–555.
- Miller T.P., Richter D.H. Quaternary volcanism in the Alaska Peninsula and Wrangell Mountains, Alaska

// Eds. Plafker G., Berg H.C. The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Geological Society of America, 1994. P. 759–781.

- Miyake Y., Ishikawa N., Ishida S., Torii V. Findings of a high-magnesian andesite dike intruded into the Miocene Tanabe Group // J. Geol. Soc. Jpn. 1985. V. 91. P. 573–576.
- Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J. et al. Geology of Northern Alaska // The Geology of North America.
 V. G-1. The Geology of Alaska. Eds. Plafker G., Berg H.C. Geological Society of America, 1994.
 P. 49–140.
- Moore T.E., Potter C.J. Superposed deformation in the Brooks Range, Northern Alaska // Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway. The Fifth International Conference on Arctic Margins. 2007. N 2. P. 79.
- *Morris J.D.* Hot stuff under southern Chile // Nature. 1998. V. 394. P. 523–524.
- Mortensen J. K., Emon K., Johnston S.T., Hart C.J.R. Age, geochemistry, paleotectonic setting and metallogeny of Late Triassic-Early Jurassic intrusions in the Yukon and eastern Alaska: a preliminary report // Yukon exploration and geology 1999. Eds. D.S.Emond, L.H.Weston. Yukon, Indian and Northern Affairs Canada: Exploration and Geological Services Division, 2000. P. 139–144.
- *Moyen J.-F.* High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the «adakitic signature» // Lithos. 2009. V. 112. P. 556–574.
- Moyen J.-F., Stevens G. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics // Archean geodynamics and environments. Geophysical Monograph Series 164. 2006. P. 1–28.
- 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. V. 127, N 1–3. P. 191–210.
- *Nabelek P.I., Liu M.* Leucogranites in the Black Hills of South Dakota: the consequence of shear heating during continental collision // Geology. 1999. V. 27, N 6. P. 523–526.
- 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. V. 342. P. 371–388.
- Nakada S. Zoned magma chamber of the Osuzuyama acid rocks, Southwest Japan // J. Petrology. 1983. V. 24. P. 471–494.
- Nakajima K., Arima M. Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: implications for the genesis

of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc // Island Arc. 1998. V. 7. P. 359–373.

- Nokleberg W.G., Jones D.L, Silberling N.L. Origin and tectonic evolution of the Maclaren and Wrangellia terranes, eastern Alaska Range, Alaska // Geol. Soc. Am. Bull. 1985. V. 96. P. 1251–1270.
- Nokleberg W.G., Plafker G., Wilson F.H. Geology of South-central Alaska // The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Eds. Plafker G., Berg H.C. Geological Society of America, 1994. P. 311–366.
- Nokleberg W. J., Parfenov L. M., Monger J. W. H. et al. Circum-Pacific tectonostratigraphic terrane map. Open-File Report 94-714, 1994. 221 p.
- Nokleberg W. J., Parfenov L. M., Monger J. W. H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1626. 2001. 122 p.
- O'Connor J.I. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1965. 525-B. P. 79–84.
- *Ohara Y., Kasuga S., Okino K., Kato Y.* Survey maps Philippine Sea structures // EOS Trans. Am. Geophys. Union 1997. V. 78. P. 555.
- *Osanai Y., Owada M., Shimura T. et al.* 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. V. 112, N 11. P. 623–638.
- Pankhurst R.J., Weaver S.D., Herve F., Larrondo P. Mesozoic–Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile // J. Geol. Soc. London. 1999. V. 156, N 4. P. 673–694.
- Papu D., Picolli M., Picolli P. Tectonic discrimination of granitoids // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. P. 635–643.
- Parada M.A., Nyström J.O., Levi B. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31–34°): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications // Lithos. 1999. V. 46, N 3. P. 505–521.
- Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analysis and accretionary tectonics in North-East Asia // Island Arc. 1993. N 2. P. 35–54.
- *Patino Douce A.E.*, What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1999. V. 168, N 1. P. 55–75.
- Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kb // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 707–738.
- Patino Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // J. Petrology. 1998. V. 39, N 4. P. 689–710.

- 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. V. 97. P. 290–315.
- Patton W.W.Jr, Moll E.J. Geologic map of northern and central parts Unalakleet Quadrangle, Alaska // US Geological Survey Miscellaneous Field study map MF-174, scale 1:250000. 1985.
- Patton W.W., Box S.E., Moll-Stalcup E.J., Miller T.P. Geology of west-central Alaska // Eds. Plafker G., Berg H.C. The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Geological Society of America, 1994. P. 271–285.
- Pavlis T.L., Monteverde D.H., Bowman J.R. et al. Early Cretaceous near-trench plutonism in Southern Alaska: a tonalite-trondhjemite intrusive complex enjected during ductile thrusting along the Border Ranges fault system // Tectonics. 1988. V. 7, N 6. P. 1179–1199.
- Peacock M.A. Classification of igneous rock series // J. Geology. 1931. V. 39. P. 54–67.
- Peacock S.M. Fluid processes in subduction zones // Science. 1990. V. 248. P. 329–337.
- Peacock S.M. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs // Chem. Geol. 1993. V. 108. P. 43–59.
- Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 121. P. 224–227.
- *Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19, N 4. P. 120–125.
- Pearce J.A., Peate D. W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // Annual Rev. Earth Planet. Sci.1995. C. 23. P. 251–285.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, N 4. P. 956–983.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
- Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N. et al. Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys peninsula, Eastern Kamchatka: the motion of an active island arc // Tectonophysics. 1997. V. 273. P. 219–237.
- Pitcher W.S. Granites and yet more granites forty years on // Geologische Rundschau. 1987. V. 76, N1. P. 51–79.
- *Pitcher W.S.* The nature and origin of granite. London: Chapman and Hall, 1993. 321 p.

- Plafker G., Nokleberg W.J., Lull J.S. Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangellia, Peninsular, and Chugach terranes along the Trans-Alaska Crustal Transect in the northern Chugach Mountains and southern Copper River Basin, Alaska // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4255–4295.
- Polve M., Maury R.C., Joron J.L. Slab melting and the origin of gold in Au and Au-Cu deposits: geochemical clues from recent adakites // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5, N 12068.
- Portnyagin M., Hoernle K., Hauff F. et al. New data of Cretaceous Pacific MORB from accretionary complexes in Kamchatka: implications for the origin of depleted component in the Hawaiian hotspot lavas // Geophysical Research Abstracts. 2006. V. 8. SRef-ID:1607-7962/gra/EGU06-A-04937.
- Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R.C. Fluid-present melting of ocean crust in subduction zones // Geology. 1999. V. 27, N 12. P. 1111–1114.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2,9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63, N 21. P. 3579–3595.
- Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B. et al. Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy) // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 61–76.
- Rapp R.P., Shimizu N. Arc magmatism in hot subduction zones: interactions between slab-derived melts and the mantle wedge, and the petrogenesis of adakites and high-magnesian andesites (HMA) // Goldshmidt conference. March 31–April 4. 1996. Heidelberg, Germany. J. Conference Abstracts. V1, N 1. P. 497.
- 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.V. 32. P. 891–931.
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // Precam. Res. 1991. V. 51. P. 1–27.
- *Reay, A., Parkinson, D.* Adakites from Solander islands// New Zealand J. Geology and Geophysics. 1997.V. 40. P. 121–126.
- *Richards J.P., Kerrich R.* Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // Economic geology. 2007. V. 102, N 4. P. 537–576.

- *Roddick J.A., Hutchison W. W.* Setting of the Coast plutonic complex, British Columbia // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 91–108.
- Rodriguez, C., Selles D., Dungan M. et al. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longvavi Volcano (36,2 S, Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile) // J. Petrology. 2007. V. 48, N11. P. 2033–2061.
- Roeske S.M., Mattinson J.M., Armstrong R.L. Isotopic ages of glaucophane schists on the Kodiak Islands, southern Alaska and their implications for the Mesozoic tectonic history of the Border Ranges fault system // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V 101. P. 1021–1037.
- Rogers J.J.W, Greenberg J.K. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by majorelement and trace-element chemistry and possible origins // Geology. 1990. V. 98. P. 291–309.
- *Rudnick R.L.* Making continental crust // Nature. 1995. V. 378. P. 571–578.
- Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 41–59.
- Saito S., Arima M., Nakajima T., Kimura J.-I. Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granitic intrusions, southern part of the Miocene Kofu granitic complex, central Japan: M-type granite in the Izu arc collision zone // J. Mineral. Petrol. Sciences. 2004. V. 99. P. 104–117.
- Saito S., Arima M., Nakajima T. et al. Formation of distinct granitic magma batches by partial melting of hybrid lower crust in the Izu arc collision zone, Central Japan // J. Petrology. 2007. V. 48, N 9. P. 1761–1791.
- Samaniego P., Martin H., Robin C., Monzier M. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions // Geology. 2002. V. 30, N 11. P. 967–970.
- Samsonov A., Bibikova E., Bogina M., Shchipancky A. Coeval adakitic and calc-alkaline magmatism of the Khizovaara greenstone belt as a result of subduction-related processes in Archaean // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5, N 00407.
- Sato K., Kovalenko S.V., Romanovsky N.P. et al. Crustal control on the redox state of granitoid magmas: tectonic implications from the granitoid and metallogenic provinces of the Circum-Japan Sea Region // Trans. Royal Soc. Edinburgh. Earth Sci. 2004. V. 95. P. 319–337.
- Scaillet B., Prouteau G. Oceanic slab melting and mantle metasomatism // Science Progress. 2001. V. 84, N 4. P. 335–354.

- Schiano P., Clocchiatti R., Shimizu N. et al. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas // Nature. 1995. V. 377. P. 595–600.
- Schwartz J. J., Gromet L. P., Miro R. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean orogeny: implications for the Late Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana // J. Geology. 2008. V. 116. P. 39–61.
- Seixas L.R., Bebien J., Bardintzeff J.-M. et al. Proterozoic adakite and Mesozoic boninitic tonalities and trondhjemites: a comparison // Geol. Surv. Finland. Spec. Paper. 26. International ophiolite symposium and fiels excursion: Generation and emplacement of ophiolites through time. Augugst, 10–15, 1998. University of Oulu. Oulu, Finland. Abstracts. Excursion guide. Geological Survey of Finland, Espoo. 1998. P. 46.
- Shand S.J. The eruptive rocks. New York: John Wiley, 1943. 444 p.
- *Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1970. V. 34. P. 237–243.
- Sheppard S., Guffin T.J., Tyler I.M., Page R.W. Highand low-K granite and adakites at a Palaeoproterozoic plate boundary in northwestern Australia // J. Geol. Soc. London. 2001. V. 158. P. 547–560.
- Shibata K., Nozawa T. K-Ar ages of granitic rocks of Ashizuri-misaki, Takatsukiyama and Omogo, Shikoku // Bull. Geol. Survey Japan. 1968. V. 19. P. 223–228.
- Shibata K., Mizuno A., Yuasa M. et al. Further K-Ar dating of tonalite dredged from the Komahashi-Dain Seamount // Bull. Geol. Surv. Japan. 1977. V. 28. P. 1–4.
- Shinjoe H. Origin of the granodiorite in the forearc region of southwest Japan: melting of the Shimanto accretionary prism // Chemical Geology. 1997. V. 134. P. 237–255.
- Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // Nature. 1984. V. 310. 222–224.
- Sigmarsson O., Chmeleff J. Slab melts and U-series disequilibria in the Austral Andes // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. P. F1308.
- Sigmarsson O., Martin H., Knowles J. Melting of a subductiog oceanic crust from U-Th disequilibria // Nature. 1998. V. 394, N 6. P. 566–569.
- Silberling N.J., Jones D.L., Monger J.W.H. et al. Lithotectonic terrane map of Alaska and adjacent parts of Canada. 1 sheet, scale 1:2,5000000 // The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Eds. Plafker G., Berg H.C. Geological Society of America, 1994. 1055 p.

- Skolotnev S.G., Kramer W., Tsukanov N.V. et al. The heterogeneity of ophiolite association in the Kronotsky paleoarc basement (Eastern Kamchatka) // InterRidge News. 2003. V. 12. P. 30–34.
- Smith T.E., Riddle C., Jackson T.A. Chemical variation within the Coast plutonic complex of British Columbia between lat 53 and 55N // Geol. Soc. Am. Bull. 1979a. Part I. V. 90. P. 346–256.
- Smith T.E.M, Taylor S.R., Johnson R.W. REE-fractionated trachytes and dacites from Papua New Guinea and their relationship to andesite petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 19796. V. 69. P. 277–233.
- Smities R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 182, N 1. P. 115–125.
- Smities R.H., Champion D.C. Adakites, TTG and Archaean crustal evolution // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5, N 01630.
- Sohn W., Nakayama K., Kimura T. Arc–arc collision in the Izu collision zone, central Japan, deduced from the Ashigara basin and adjacent Tanzawa Mountains // Island Arc. 1998. V. 7. P. 330–341.
- Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A. et al. Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity // Ophiolites in Earth History (Dilek Y., Robinson P.T. - Eds.) Geological Society.London. Special Publications. 2004. V. 218. P. 619–664.
- Sorensen S.S., Barton M.D. Metasomatism and partial melting in a subduction complex: Catalina Schist, southern California // Geology. 1987. V. 15. P. 115–118.
- Stein G., Charvet J., Lapierre H. et al. Geodynamic setting of volcano-plutonic rocks in so-called «paleoaccretionary prisms»: Fore-arc activity or post collisional magmatism? The Miocene Shimanto belt as a case study // Geochronique. 1992. N 42. P. 92.
- Stern R.J., Scholl D.W. Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonics processes // International geology review. 2010. V. 52, N 1. P. 1–31.
- Stevens G., Vilaros A., Moyen J.-F. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites // Geology. 2007. V. 35, N 1. P. 9–12.
- Suyehiro K., Takahashi N., Ariie Y. et al. Contitnental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc // Science. 1996. V. 272. P. 390–392.
- Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. P. 29–44.

- Stein G., Lapiere H., Charvet J. The Miocene Ashizuri complex (SW Japan): source and magma differention of an alkaline plutonic assemblage in an islandarc environment // Bull. Soc. Geol. France. 1996. V. 167, N 1. P. 125–139.
- Stein G., Lapiere H., Charvet J., Fabbri O. Geodynamic setting of volcano-plutonic rocks in so-called «paleoaccretionary prisms»: fore-arc activity or postcollisional magmatism? the Shimanto belt as a case study // Lithos. 1994. V. 33. P. 85–107.
- Stern R., Hanson G. Archaean high-Mg granodiorite: a derivative of LREE enriched monzodiorite of mantle origin // J. Petrology. 1991. V. 32. P. 201–238.
- Stern R., Kilian R. Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. P. F1289.
- Stevenson J.A., Daczko N.R., Clarke G.L. et al. Direct observation of adakite melts generated in the lower continental crust, Fiordland, New Zealand // Terra Nova, V. 17. N 1. P. 73, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00586.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.) Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // Geology. 1989. V. 97. P. 261–280.
- Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. P. 29–44.
- Szumigala D.J. Gold mineralization related to Cretaceous-Tertiary magmatism in westcentral Alaska -A geochemical model and prospecting guide for the Kuskokwim region // Eds. Coyner A.R., Fahey P.L. Geology and Ore Deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, 1996. P. 1317–1340.
- Taira A., Katto J., Tashiro M. et al. The Shimanto belt in Shikoku, Japan –evolution of cretaceous to miocene accretionary prism // The Shimanto belt, southwest Japan – studies on the evolution of an accretionary prism. Eds. Taira A., Ogawa Y. Modern Geology. 1988. V. 12, N 1–4. P. 5–47.
- *Taira A., Saito S., Aoike K. et al.* Nature and growth rate of the Northern Izu–Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation // Island Arc. 1998. V. 7. P. 395–407.
- *Takahashi N., Kodaira S., Klemperer S.L. et al.* Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc // Geology. 2007. V. 35. P. 203–206.
- *Tamura Y., Tatsumi Y.* Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic

arcs: an example from the Izu-Bonin arc // J. Petrology. 2002. V. 43, N 6. P. 1029–1047.

- *Tangalos G.E.* Genesis and contamination of the Kodiak batholith, Kodiak Island, Alaska: using 180 to quantify the assimilated component of the Kodiak batholith. Senior Integrative Exercise, 2003. 37 p.
- Tani K., Dunkley D.J., Kimura J.-I. et al. Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan // Geology. 2010. V. 38, N 3. P. 215–218.
- *Tate M.C., Johnson S.E.* Subvolcanic and deep-crustal tonalite genesis beneath the Mexican Peninsular Ranges // J. of Geology. 2000. V. 108. P. 721–728.
- Tate M.C., Norman M.D., Johnson S.E. et al. 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. V. 40. P. 983–1010.
- *Tatsumi Y., Furukawa Y.* Slab melting in sanukitoid magma formation: geophysical and geochemical constraints // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5.
- *TatsumiY., Maruyama S.* Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis // Ed. F.J.Grawford Boninites and related rocks. London: Unwin Hyman, 1989. P. 50–71.
- Tatsumi Y, Shukuno H., Tani K. et al. Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. B02203, doi:10.1029/2007JB005121.
- *Tatsumi Y., Stern R.J.* Manufacturing continental crust in the subduction factory // Oceanography. 2006. V. 19, N 4. P. 104–112.
- *Taylor S.R.* The origin and growth of continents // Tectonophysics. 1967. V. 4, N1. P. 17–34.
- *Taylor S.R.* Island arc models and the composition of the continental crust // AGU. Ewing Series. I. 1977. 325 p.
- *Taylor S.R.* Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc // Eds. Taylor B., Fujioka K. et al. Proceedings of the ODP. ODP Sci. Res. 1992. V. 126. P. 627–651.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105, N 3. P. 329–346.
- *Thieblemont D., Tegyey M.* Une discrimination geochimique des roches differenciees temoin de la diversite d'origine et de situation tectonique des magmas

calco-alcalins//C.R.Acad. Sci.Paris. 1994. V. 319. Serie II. P. 87–94.

- *Thomas J.B.* Construction of the Quottoon igneous complex: the magmatic response to a change in tectonic style from orthogonal compression to transpression // GSSRS Abstracts. 1997. http://www.geol.vt.et.edu/gradstu/jathoma2/research.html.
- Thomas J. B., Sinha A.K. Field, geochemical and isotopic evidence for magma mixing and assimilation and fractional crystallization processes in the Ouottoon ingenous complex, northwestern British Columbia and southeastern Alaska // Can. J. Earth Sci. 1999. V. 36. P. 819–831.
- *Thompson R.N.* British Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.
- Thorkelson D.J., Breitsprecher K. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and nonadakitic magmas // Lithos. 2005. V. 79, N 1–2. P. 25–41.
- Till A.B., Demoulin D.A. Geology of Seward Peninsula and Saint Lawrence Island // The Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska. Eds. Plafker G., Berg H.C. Geological Society of America, 1994. P. 141–152.
- *Tomascak P., Ryan J.G., Defant J.* Lithium isotopes and light elements depict incremental slab contributions to the subarc mantle in Panama // Geology. 2000. V. 28. P. 507–510.
- Toro J., Amato J.M., Natal'in B. Cretaceous deformation, Chegitun River area, Chukotka Peninsula, Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 2003. V. 22, N3. P. 1021–1040.
- *Tsuchiya N., Kanisawa S.* Early Cretaceous Sr-rich silisic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B11. P. 22205–22220.
- *Tsuchiya N., Endo M., Sasaki K. et al.* Early Cretaceous magmatism and role of slab melting in the Kitakami mountains, Japan // EOS. Transactions. AGU. 2000. V. 81, N 48. F1309–F1310.
- *Tsuchiya N., Suzuki S., Kimura J.-I., Kagami H.* Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from Kitakami mountains, Japan // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5, N 07533.
- *Tsuchiya N., Suzuki S., Kimura J.-I., Kagami H.* Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from Kitakami mountains, Japan // Lithos. 2005. V. 79. Is. 1–2. P. 179–206.
- *Tsukanov N.V., Kramer W., Skolotnev S.G. et al.* Evidence for Ophiolites of the Eastern Peninsulas zone (East-

ern Kamchatka): age, composition, and geodynamic diversity // Island Arc. 2007. V. 16. P. 431–456.

- Umhoefer, P.J., Schiarizza P. Latest Cretaceous to Early Tertiary dextral strike-slip faulting on the southeastern Yalakom fault system, southeastern Coast belt, British Columbia // CSA Bull. 1996. V. 108, N 7. P. 768–785.
- Valencia-Moreno M., Ruiz J., Ochoa-Landin L. et al. Geochemistry of the Coastal Sonora Batholith, northwestern Mexico// Can. J. Earth Sci. 2003. V. 40, N 6. P. 819–831.
- von Huene R., Scholl D.W. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subductionerosion, and the growth of continental crust // Rev. Geophys. 1991. V. 29. P. 279–316.
- Xu J.-F., Shinjo R., Defant M.J. et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust // Geology. 2002. V. 30, N 12. P. 1111–1114.
- Xiong X.L., Adam J., Green T.H. Rutile stabiliby and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis // Chem. Geology. 2005. V. 218, N 1–2. P. 339–359.
- 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. V. 1. P. 333–348.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Eds. McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wolf M.B., Wyllie P.J. Dehydration melting of amphibolite at 10 kb: the effects of temperature and time // Contib. Mineral. Petrol. 1994. V. 115. P. 369–383.
- 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
- Zinkevich V.P., Tsukanov N.V. Accretionary tectonics of Kamchatka // International Geological Review. 1993. V. 35. P. 953–973.
- *Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. V. 409. P. 500–504.
Научное издание

Марина Валентиновна Лучицкая

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА В МЕЗОЗОЕ–КАЙНОЗОЕ

Труды, вып. 607

Утверждено к печати Редколлегией Геологического института РАН

> Редактор *М.А. Яценко* Компьютерная верстка: *Р.И. Недумов*

Подписано к печати 20.11.2014 Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 45. Тираж 250 экз.

> Издательство ГЕОС 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. к. 332 Тел./факс: (495) 959-35-16 e-mail: geos-books@yandex.ru www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Чебоксарская типография № 1" 428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.