М.В. Лучицкая

ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ Корякско-камчатского региона (геология, геодинамика)





M.V. Luchitskaya

Tonalite-trondhjemite complexes of Koryakya-Kamchatka region (geology, geodynamics)

Transactions, vol. 522 Founded in 1932

Responsible editor S.D. Sokolov

> Moscow GEOS 2001

М.В. Лучицкая

Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика)

Труды, вып. 522 Основаны в 1932 году

Ответственный редактор С.Д. Соколов

Москва ГЕОС 2001

ББК 26.3 Л 87 УДК 551.24:552.32(571.66)

Лучицкая М.В.

Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). – М.: ГЕОС, 2001. – 124 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 522). ISBN 5-89118-195-9

Описаны геологические обстановки, в которых может проявляться тоналит-трондьемитовый магматизм. Приводятся детальные характеристики тоналит-трондьемитовых комплексов, сформированных в различных геодинамических обстановках, для отдельных районов Корякско-Камчатского региона. Предложено выделять новый аккреционный тип плагиогранитного магматизма, связанного с определенными этапами становления аккреционной структуры, на примере Эконайского террейна Корякского нагорья и Вахталкинского блока Ганальского хребта Камчатки. Дана его сравнительная характеристика с аналогичными по структурной позиции типами тоналит-трондьемитового магиматизма Южной Аляски.

Для широкого круга геологов, занимающихся проблемами геодинамики гранитного магматизма активных континентальных окраин, петрологии, геохимии гранитондов.

Табл. 5. Ил. 60. Библ. 187 назв.

Редакционная коллегия: Ю.Г.Леонов (главный редактор), М.А.Ахметьев, Ю.О.Гаврилов, Ю.В.Карякин, С.А.Куренков, М.А.Семихатов

> Рецензенты: О.М.Розен В.С.Федоровский

Luchitskaya M.V.

Tonalite-trondhjemite complexes of Koryakay-Kamchatka region (geology, geodynamics). – Moscow: GEOS, 2001. – 124 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 522).

Geological settings of tonalite-trondhjemite magmatism are described. Detailed descriptions of tonalite-trondhjemite complexes, formed in different geodynamic settings, are represented for various regions of Koryakya and Kamchatka. It is proposed to distinguish new accretional type of plagiogranite magmatism, related to distinct stages of accretional structure formation, on the example of Econay terrane of Koryakya Upland and Vachtalkinsky block of Ganalsky Ridge, Kamchatka. Accretional magmatism is compared with different types of tonalite-trondhjemite magmatism of the Southern Alaska, which have analogous structural position.

For wide group of geologists, studing the problems of granite magmatism geodynamics, petrology, geochemistry of granitoids.

Tabl. 5. II. 60. References 187.

E d i t o r i a l b o a r d: Yu.G.Leonov (Editor-in-Chief), M.A.Akhmetiev, Yu.O.Gavrilov, Yu.V.Kariakin, S.A.Kurenkov, M.A.Semikhatov

> Reviewers: O.M.Rosen V.S.Fedorovsky

ББК 26.3 Л87 ISBN 5-89118-195-9 ОМ.В.Лучицкая, 2001 ОГИН РАН, 2001 ОГЕОС, 2001

Введение

Активная континентальная окраина Северо-Востока России представляет собой коллаж террейнов различного генезиса (океанические плато, островные дуги, окраинные моря, микроконтиненты и т.д.). Для каждого из них характерен свой тип гранитоидных интрузивных комплексов, в том числе тоналит-трондьемитового состава. Типизация тоналит-трондьемитовых интрузивных ассоциаций по времени проявления, структурному положению и особенностям петрографии, петрохимии и геохимии позволяет: 1) расшифровать геодинамическую обстановку их формирования и решить обратную задачу, т.е. уточнить геодинамическую природу вмещающих их террейнов; 2) проследить начальные этапы формирования континентальной коры в зоне перехода океанконтинент.

Корякско-Камчатский регион является благоприятным объектом для решения такой задачи. Во-первых, незрелость коры обусловила отсутствие массового проявления калиевого гранитного магматизма и широкое развитие именно тоналит-трондьемитовых комплексов, связанных с начальными этапами ее формирования. Во-вторых, реконструируется весь набор обстановок зоны перехода океан-континент. В-третьих, наблюдаются тоналит-трондьемитовые комплексы, характерные для различных геодинамических обстановок и этапов развития в зоне перехода океан-континент.

В данной монографии использованы оригинальные данные автора по тоналит-трондьемитовым комплексам, полученные в результате детальных работ в различных районах Корякско-Камчатского региона.

В Корякском нагорье объектами детальных работ являлись плагиограниты Куюльского офиолитового террейна и Эконайского террейна. Последний имеет покровно-складчатое внутреннее строение, и в его пределах тектонически совмещены океанические и островодужные комплексы. Совмещение происходило в несколько этапов аккреции, каждый из которых сопровождался специфическим типом магматизма плагиогранитного состава.

В Камчатском регионе изучались плагиограниты, входящие в состав синкинематических интрузий габбро и плагиогранитов Вахталкинского блока Ганальского хребта. Синкинематические интрузии габбро и плагиогранитов маркируют этап совмещения океанических и островодужных комплексов, как неметаморфизованных, так и метаморфизованных от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Работа основана на детальном геологическом картировании в масштабе 1:25 000, которое сопровождалось отбором шлифов, проб на химический анализ, рентгено-флюоресцентный анализ и нейтронную активацию. При обработке коллекции гранитоидов проводилось микроскопическое изучение пород, обработка анализов петрогенных, редких и редкоземельных элементов с построением различных диаграмм.

В монографии приведен также сравнительный материал по тоналиттрондьемитовым комплексам аккреционной структуры Южной и Юго-Восточной Аляски.

Конечной целью монографии является разработка петролого-тектонической модели проявления тоналит-трондьемитового магматизма в различных геодинамических обстановках.

Исследования проводились в лаборатории "Тектоники океанов и приокеанических зон земной коры" Геологического института РАН под руководством доктора геолого-минералогических наук и заведующего лабораторией С.Д. Соколова, которому автор приносит благодарность. Пользуясь случаем, автор выражает свою признательность Ю.М. Пущаровскому, А.В. Рихтеру, А.О. Мазаровичу, К.А. Крылову, С.Н. Гавриковой, В.Н. Григорьеву, а также всем сотрудникам лаборатории за обсуждение вопросов, возникавших в ходе работы, за консультации и постоянную поддержку.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-64359 и 99-05-65649).

Глава 1

Геодинамические обстановки проявления тоналит-трондьемитового магматизма

Тоналит-трондьемитовую интрузивную ассоциацию можно наблюдать в различных геологических обстановках: 1) в гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областях архея; 2) в офиолитовых комплексах; 3) в островных дугах; 4) на активных континентальных окраинах андийского типа; 5) в аккреционных призмах.

Докембрийская тоналит-трондьемитовая ассоциация

Тоналиты, трондьемиты составляют значительную часть гранулитгнейсовых областей и гранит-зеленокаменных поясов докембрия. По оценкам Р.Раппа и др. [Rapp et al., 1991], они слагают 90% кислых пород в раннеархейских гранит-зеленокаменных поясах и гнейсовых областях, по данным работы [Магматические ..., 1987], кислые и средние магматические породы слагают 80% гранит-зеленокаменных областей и 50–80% площади высокометаморфизованных гранулит-гнейсовых областей.

Тоналит-трондьемитовая ассоциация гранулит-гнейсовых областей представлена так называемыми "серыми гнейсами", являющимися наиболее древними образованиями Земли, среди которых выделяются раннеархейский (3,8–3,6 млрд лет) и позднеархейский (3,1–2,8 млрд лет) комплексы [Магматические ..., 1987]. Наиболее известными примерами древнейших (>3,6 млрд лет) "серых гнейсов" являются гнейсы Амитсок (Западная Гренландия) [Мак-Грегор, 1983] и Уивак (Лабрадор) [Коллерсон, Бриджуотер, 1983].

В англоязычной литературе для описания докембрийских (архейских) тоналитов, трондьемитов часто употребляется аббревиатура ТТГ, так как их петрохимический состав соответствует тоналиту, трондьемиту, гранодиориту.

Большинством авторов появление первых ТТГ в архее рассматривается как переход от первичной симатической коры к сиалической континентальной, поэтому интерес к изучению ТТГ важен в свете проблемы становления континентальной коры. Принято считать, что более 70% современной массы континентальной коры было образовано в архее к рубежу 2,5 млрд лет [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

При рассмотрении петрологических моделей образования архейских ТТГ прежде всего учитывается их геохимическое своеобразие: обогащенность легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) (в 5-80 раз по сравнению с хондритом); высокие La/Yb отношения (> 20); обедненность тяжелыми P3Э; отношения $K_2O/Na_2O<0,5$; высокие содержания Al₂O₃ (> 15%). Для объяснения генезиса TTГ используются в основном две модели: 1) частичного плавления пород основного состава, преобразованных в метабазальты, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты [Windley, 1979; Martin, 1986, 1987, 1999; Rapp et al., 1991; Drummond, Defant, 1990, 1996; Wareham et al., 1997]; 2) фракционная кристаллизация водонасыщенного базальтового расплава [Arth et al., 1978; Hunter, 1978].

В пользу первой модели говорят: 1) бимодальность состава архейских "серых гнейсов", в которых ТТГ содержат включения пород основного (амфиболит) или ультраосновного (горнблендит) состава; 2) редкое присутствие пород среднего состава типа диоритов и андезитов. Кроме того, механизм фракционной кристаллизации не может объяснить огромный объем архейских ТТГ. По мнению М. Драммонда и М. Дефана [Drummond, Defant, 1990, 1996], единственными примерами докембрийских высокоглиноземистых ТТГ, которые образовались в процессе фракционной кристаллизации, являются ТТГ, входящие в состав протерозойской серии Юго-Западной Финляндии [Arth et al., 1978] и архейской гранодиоритовой серии Свазиленда [Hunter, 1978] и представленные рядом: горнблендит-роговообманковое габбро-роговообманковобиотитовый тоналит-трондьемит.

Быстрый рост континентальной коры и образование больших объемов ТТГ обычно объясняют [Drummond, Defant, 1990] особыми тектонотермальными условиями архея: 1) обилием коматиитов с температурой излияния примерно 1650°С; 2) более горячей (на 200–300°С), чем современная мантией; 3) более мелкими размерами плит и конвекционных ячеек, более высокими скоростями спрединга и погружением в зонах субдукции молодых и горячих плит.

М. Драммонд и М. Дефан [Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996] считают, что наиболее эффективным механизмом получения высокоглиноземистых ТТГ архея является частичное плавление океанической плиты, состоящей из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) в зонах субдукции под островными дугами и на окраине континентов андийского типа. Основные породы погружающейся плиты преобразуются в амфиболит, гранатовый амфиболит или эклогит. Авторы полагают, что подобный механизм может действовать и в современной геодинамической обстановке. Основным допущением является то, что погружающаяся плита должна быть горячей и иметь молодой возраст, поэтому условия плавления достигаются на небольших глубинах.

Комбинированная модель образования адакитов (высокоглиноземистых ТТГ) в преддуговой области при частичном плавлении погружающейся океанической плиты и дифференцированной серии базальт-андезит-дацит-риолит при частичном плавлении мантийного клина на примере архейского зеленокаменного пояса Сумозеро-Кенозеро Балтийского щита предложена в настоящее время коллективом авторов [Puchtel et al., 1999].

Р. Рапп с коллегами [Rapp et al., 1991] выполнил серию экспериментов по плавлению природных образцов базальтов и амфиболитов с целью моделирования процесса образования ТТГ. Эксперимент проводился при давлениях, равных 8, 16, 22 кбар, и содержании H₂O 1–2%. Начальные породы представляли собой низкокалиевые оливиновые толеиты типа MORB и богатый щелочами базальт. Составы получившихся при частичном плавлении остаточных расплавов в основном попали в поля тоналита, трондьемита, редко гранита на диаграмме Ab-An-Or (рис. 1). Сравнение полученных в эксперименте составов с реальными петрохимическими параметрами архейских ТТГ показывает их большое сходство, хотя и имеются некоторые различия.

Экспериментальные составы относятся к тому же высокоглиноземистому типу, как и архейские ТТГ. Рассчитанные графики РЗЭ для экспериментальных составов также сходны с графиками реальных ТТГ (рис. 2). Наибольшее сходство отмечено для образцов, полученных при Р>16 кбар (в остатке получается эклогит). Р. Рапп и др. [Rapp et al., 1991] сопоставляют данные эксперимента с расчетами по архейским геотермам и приходят к выводу, что наиболее благоприятные условия образования больших объемов ТТГ были в среднеархейское время.

В настоящее время большое число авторов [Abbott, Hoffman, 1984; Windley, 1979; Martin, 1986, 1987; Wilks, 1988; Rapp et al., 1991; Atherton, Petford, 1993; и др.] распространяют действие механизмов тектоники плит на архей, хотя и подчеркивают, что тектонотермальные условия в архее были иными и поэтому процессы имели другую интенсивность.

Архейские ТТГ нередко сопоставляют с батолитами активных континентальных окраин запада Северной и Южной Америк [Windley, 1979] и Транс-Гималайским батолитом, сформировавшимся до коллизии Индийской и Азиатской плит, когда на окраине Азиатского континента существовала активная окраина Андийского типа [Wilks, 1988].

Интересной является модель А.А.Щипанского и Ю.Ю.Подладчикова, касающаяся образования ТТГ, входящих в состав "стадных батолитов" гранит-зеленокаменных раннеархейских поясов [Щипанский, Подладчиков, 1991]. Авторы предполагают, что наиболее вероятным тектоническим сценарием развития гранит-зеленокаменных областей являлся механизм каскадной конвекции [Пущаровский и др., 1989], при котором всплывающий мантийный диапир инициирует коматиит-базальтовый вулканизм, вызывает разогрев мощной (50–60 км) симатической протокоры, частичное плавление ее нижних частей с образованием расплавов ТТГ, что ведет к гравитационной нестабильности и образованию структур "стадных батолитов". Высокоградиентная метаморфическая зональность вокруг "стадных батолитов", по мнению авторов, объясняется быстрым диапировым подъемом ТТГ плутонов с больших глубин. При этом дополнительный разогрев боковых частей диапиров при их быст-



Рис. 1. Диаграмма Ab-An-Or для экспериментальных составов, полученных при частичном плавлении толеита, и составов природных архейских ТТГ, по: [Rapp et al., 1991]

1, 2 – поля: 1 – архейских гнейсов Амитсок, Гренландия; 2 – архейских гнейсов Льюис, Шотландия. Остальные обозначения – экспериментальные составы

А-Е – стандартные поля для разных типов кислых пород: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамелиты, D – трондьемиты, Е – граниты

ром подъеме приводил к выплавлению новых порций ТТГ, образующих малые интрузивные плутоны, приуроченные к окраинам купольных зон.

Тоналит-трондьемитовые комплексы офиолитов

В офиолитовых комплексах кислые интрузивные породы присутствуют в небольших объемах [Coleman, Peterman, 1975; Колман, Донато, 1983]. Они приурочены, как правило, к границе габбрового и дайкового комплексов и представлены низкокалиевыми породами типа тоналитов, трондьемитов, плагиогранитов, кварцевых диоритов, альбитофиров. Р.Колман и З.Питерман [Coleman, Peterman, 1975] предложили для них собирательный термин "плагиогранит". Объем кислых пород составляет не более 5–10% общего объема офиолитов. Ранее считалось, что все офиолиты имеют океаническое происхождение и возникли в обстановке спрединга в срединно-океанических хребтах, поэтому и ассоциирующие



Рис. 2. Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту для экспериментальных составов, полученных в результате частичного плавления толеита и природных архейских ТТГ, по: [Rapp et al., 1991].

На А: 1 – толеит, 2, 3 – рассчитанные графики РЗЭ для экспериментальных составов: 2 – при P=32 кбар и T=1000°С, 3 – при P=16 кбар и T=1025°С; 4 – архейский трондьемит Наавала, Финляндия [Martin, 1987]; на Б: 1 – толеит; 2, 3, 4 – рассчитанные графики РЗЭ для экспериментальных составов: 2 – при P=8 кбар и T=1000°С, 3 – при P=22 кбар и T=1050°С, 4 – при P=32 кбар и T=1100°С; 5 – архейский Лапландский трондьемит, Финляндия [Jahn et al., 1984]

с ними плагиограниты были названы Р.Колманом и З.Питерманом океаническими плагиогранитами.

Р.Колман и М.Донато [Колман, Донато, 1983] определили общие петрографические и геохимические черты, свойственные плагиогранитам офиолитов. Они показали, что, несмотря на гидротермальные изменения, затрагивающие большинство плагиогранитов, устойчивость их модального состава и магматические структуры свидетельствуют о их первично магматическом происхождении. Отличительной чертой химизма плагиогранитов являются низкие содержания K₂O (<1%) и Rb (<5 г/т); низкие отношения Rb/Sr (<0,015). Колман и Донато считают, что низкие содержания K и Rb в плагиогранитах обусловлены гидротермальным выщелачиванием этих элементов. Для плагиогранитов характерны более высокие, чем в толеитах океанических хребтов, отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. вероятно, в связи с контаминацией горячей морской водой, обогащенной Sr. Спектры РЗЭ в плагиогранитах подобны таковым для среднего MORB (рис. 3). Они несколько обеднены легкими РЗЭ, но примерно в 10 раз обогащены всеми РЗЭ относительно хондрита. Отрицательная Ец-аномалия, как полагают, отражает раннюю экстракцию Ец из базальтового расплава при удалении из него кальциевого плагиоклаза. Образование океанических плагиогранитов Р.Колман и М.Донато [Колман, Донато, 1983] связывают с дифференциацией базальтовой магмы на небольших глубинах в океанической коре.

В настоящее время в результате детального изучения офиолитов установлено, что они формируются в различных тектонических обстановках: в спрединговых зонах срединно-океанических хребтов, окраинных морях, трансформных разломах, в корневых зонах океанических островов, асейсмичных хребтов и островных дуг. Очевидно, что и связанные с офиолитами кислые породы имеют различное происхождение и, следовательно, сейчас уже нельзя объединять кислые породы офиолитов в одну группу океанических плагиогранитов.

В 1984 г. Дж.Пирс с соавторами [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996] предложили свою классификацию гранитных пород. Они использовали химические анализы гранитов, для которых более или менее хорошо известна тектоническая обстановка их образования. Для сравнения различных типов гранитов их составы были нормированы по составу гипотетического гранита океанического хребта (ORG). В предложенной классификации кислые породы офиолитов попадают в две группы пород: 1) гранитов океанических хребтов; 2) гранитов островных дуг (рис. 4).

В первую группу входят граниты, связанные с офиолитами, для которых подразумевается их происхождение в срединно-океанических хребтах; кислые породы, драгированные в современных океанах; граниты надсубдукционных (supra-subduction) офиолитов.

Среди океанических хребтов Дж.Пирс и др. [Pearce et al., 1984] выделяют два подтипа: 1) нормальные океанические хребты, где формируются базальты N-MORB типа; 2) аномальные океанические хребты с ба-



Рис. 3. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Wakita et al., 1971]

1 – долериты; 2 – долериты с микрографическими кварц-полевошпатовыми прорастаниями; 3 – плагиограниты, по: [Kanaris-Sotiriou, Gibb, 1989]

зальтами Т- или E-MORB типов, обогащенными несовместимыми элементами. Примерами гранитов, характерных для нормальных океанических хребтов, являются граниты офиолитов Корсики [Beccaluva et al., 1977; Ohnenstetter, Ohnenstetter, 1980], а также находки кварцевого монцонита в разломной зоне ARGO в Индийском океане [Engel, Fisher, 1975]. Вероятно, сюда же можно отнести плагиограниты Верхнего комплекса Никойя, Коста-Рика [Wildberg, 1987] и Западного пояса офиолитов Албании [Beccaluva et al., 1994a; Shallo, 1994; Cortesogno et al., 1998].

К гранитам океанических хребтов, образование которых связано с аномальными океаническими хребтами, Дж.Пирс с соавторами [Pearce et al., 1984] относят находки кварцевых диоритов в районе 45° с.ш. Срединно-Атлантического хребта, о которых сообщалось в работах [Aumento, 1969; Aldiss, 1981].

В океане есть и другие находки кислых пород. Например, кварцевые диориты и плагиограниты поднятия хребта Кюсю-Палау [Ishizaka, Yanagi, 1975; Остапенко, Нарыжный, 1976; Евланов и др., 1978]; тоналиты подводной горы Минами-Кохо, хребта Дайто [Yuasa, Watanabe, 1977; Lelikov, Malyarenko, 1993]; кварцевые диориты, гранодиориты, трондьемиты подводной горы Комахаси-Дайни [Коновалов и др., 1989]; аплит в районе 24° с.ш. Срединно-Атлантического хребта [Myashiro et al., 1970]; кварцевые диориты в районе 3-8° с.ш. Срединно-Атлантического хребта [Bonatti, Honnorez, 1970]; плагиограниты западного склона



Рис. 4. Спектры различных типов гранитов океанических хребтов (А) и гранитов островных дуг (Б), нормированные по гипотетических граниту океанических хребтов, по: [Pearce et al., 1984]

рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта к северу от разлома 15°20' [Silantyev, Bougault, 1998]. В то же время, надо отметить, что количество кислых пород, драгированных в океанах, очень мало по сравнению с таковым в офиолитах. Вероятно, появление кислых пород в разрезе офиолитов является результатом сложного и многократного взаимодействия различных процессов: тектонических, петрологических, а не только следствием фракционной дифференциации основной магмы. Кроме того, офиолиты, зарождаясь в океанической обстановке, в своей дальнейшей эволюции могут подвергаться преобразованиям в геодинамических обстановках обдукции, аккреции, коллизии.

Примерами плагиогранитов офиолитов, возникших в задуговых бассейнах, являются трондьемиты Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд, трондьемиты и плагиограниты комплекса Сармьенто, Чили [Pearce et al., 1984].

Особый класс гранитов океанических хребтов составляют граниты офиолитов supra-subduction zone. Это название офиолитов было дано в работе [Пирс и др., 1987, с. 135]. Оно означает, что "залегающие над зоной субдукции офиолиты имеют геохимические характеристики, свойственные островным дугам, но по структуре соответствуют океанической коре". В работе [Elton, 1991] supra-subduction zone представлена как область, имеющая клинообразную форму, в которой происходит островодужный, задуговой и преддуговой магматизм. В связи с вышесказанным, граниты офиолитов supra-subduction zone как бы занимают промежуточное положение между гранитами океанических хребтов и гранитами островных дуг, хотя и отнесены Дж. Пирсом к первой группе. Примерами являются диориты, трондьемиты Троодоса, Кипр; трондьемиты Самайл, Оман; плагиограниты комплекса Вуринос, Греция [Pearce et al., 1984], кварцевые диориты, плагиограниты Восточного пояса офиолитов Албании [Beccaluva et al., 1994аб; Shallo, 1994; Bortolotti et al., 1996].

Для всех упомянутых выше офиолитовых гранитов или гранитов океанических хребтов наиболее общепринятой моделью их образования считается фракционная кристаллизация основной магмы [Coleman, Peterman, 1975; Pallister, Knight, 1981; Малпас, 1983; Колман, Донато, 1983; Wildberg, 1987]. Есть также экспериментальные исследования [Dixon, Rutherford, 1979, 1980], указывающие на возможность их происхождения за счет частичного плавления базальтов или за счет несмесимости силикатных жидкостей. В работе [Dixon, Rutherford, 1980] говорится о том, что гранитные расплавы могут быть получены при низких фугитивностях кислорода f_{O2} и фугитивности воды f_{H2O} = 0,6 Р_{общ} как результат равновесной кристаллизации или частичного плавления на глубинах примерно 3–6 км в океанической коре. Обогащение SiO₂ обусловлено кристаллизацией Fe-Ti окислов. При более высоких f_{O2} высококремнеземистые расплавы могут быть получены в океанической коре при кристаллизации амфибола и окислов железа.

Те же авторы [Dixon, Rutherford, 1979] исследовали проблему несмесимости силикатных жидкостей для образования плагиогранитов. Геологическим фактом, косвенно подтверждающим гипотезу о несмесимости силикатных жидкостей, является частое отсутствие в офиолитах пород промежуточного, среднего, андезитового или дацитового состава. Распадение остаточной жидкости в эксперименте на базальтовую и гранитную составляющие происходит только после 95%-ной кристаллизации толеита. Содержания K_2O , TiO₂, P_2O_5 в кислой составляющей несколько выше, чем содержания этих элементов в реальных плагиогранитах офиолитов, а содержание Na₂O, наоборот, занижены. Базальтовая составляющая при этом сильно обогащена железом. Реальные породы с такими содержаниями железа редко встречаются в офиолитах, поэтому авторы [Dixon, Rutherford, 1979, 1980] считают, что этот способ образования плагиогранитов имеет место, но не является универсальным для всех офиолитовых плагиогранитов.

К этому можно добавить, что по данным И.В.Лапина [1988] ликвационная дифференциация как способ образования кислых и основных пород уверенно доказывается только для ферродиоритов расслоенных интрузивных комплексов, а также рассеянных магнетитовых руд, связанных с кислыми вулканитами известково-щелочных серий.

Надо отметить, что пространственно с офиолитами нередко связаны нормальные граниты и лейкограниты, имеющие совсем другое происхождение. Они могут образовываться при анатексисе пород континентальной окраины, на которую обдуцируются офиолитовые покровы [Pearce, 1989]. Они прорывают породы офиолитовой ассоциации и образуют в них серию жил или гранитных тел мощностью до 1 км. Примерами гранитов такого типа являются граниты покрова Семайл, Оман; комплекса Гизвгузли, Северная Греция и комплекса Лизард, Юго-Западная Англия. По своим петро-, геохимическим характеристикам эти граниты близки "S"-гранитам корового происхождения. По мнению Дж.Пирса [Pearce, 1989], гранитные расплавы для этих гранитов формируются в водонасыщенных условиях, при давлении 3-5 кбар и температуре 650-750°С. Подобные условия метаморфизма высоких T-P в подстилающих офиолиты отложениях континентальной окраины могут возникать при надвигании на них молодой горячей океанической литосферы. Дополнительный разогрев в подошве океанической литосферы за счет стрессовых напряжений может способствовать плавлению и увеличивать степень метаморфизма.

По данным: [Nagler, Frei, 1997], калиевые граниты офиолитового покрова Мазирах Омана внедрялись в утоненную океаническую кору до обдукции офиолитов на континентальную окраину. Авторы считают, что образование гранитов связано с частичным плавлением в глубинных условиях при сдвиговых деформациях, сопровождаемых растяжением в трансформных разломах.

Тоналит-трондьемитовая ассоциация островных дуг

В современых островных дугах тоналит-трондьемитовая ассоциация в "чистом" виде встречается достаточно редко. В продуктах островодужного магматизма присутствуют ее вулканические аналоги – дациты. Дациты могут входить как в состав непрерывной дифференцированной серии базальт-андезит-дацит-риолит, так и в состав бимодальной базальт-дацитовой серии. В первом случае М. Драммонд, М. Дефан относят дациты к низкоглиноземистым (Al₂O₃<15%) сериям и связывают их происхождение с дифференциацией андезитовых расплавов. Представителями подобных образований являются кайнозойские низкокалиевые риолиты Сайпан Марианской дуги; дациты и риодациты вулкана Санторин Греции; дациты дуги Тонга-Кермадек; дациты Перуанских Анд; архейские низкокалиевые метариолиты Норанда штата Квебек Канады [Drummond, Defant, 1990].

Среди островных дуг принято различать два типа: 1) внутриокеанические ; 2) периферийно-океанические. Кислые и средние породы встречаются в обоих типах дуг, но в разных объемах.

Во внутриокеанических дугах, к которым относятся Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга-Кермадекская и Фиджийская, вулканиты кислого состава встречаются в незначительных количествах и в основном на поздних фазах магматизма [Магматические ..., 1987]. Для них характерны породы толеитовой серии.

По данным А.Я.Шараськина и др. [1986], породы кислого состава были обнаружены при драгировании внутреннего склона желоба Тонга на его северном субширотном отрезке в составе вулканоплутонической ассоциации, сопоставимой с породами офиолитовой ассоциации. Последняя сложена кумулятивными верлитами, габбро и плагиогранитами, а также пиллоу-лавами бонинитового состава [Шараськин и др., 1986]. Изучение геохимических характеристик пород показало, что все они являются производными бонинитовой магмы. Авторы [Шараськин и др., 1986] также считают, что подобная офиолитовая ассоциация островного склона желоба Тонга по геохимическим признакам отлична от вулканоплутонических комплексов океанической коры и, вероятно, сформировалась в процессе развития самой структуры островной дуги.

В архипелаге Тонга дациты встречаются среди олигоценовых пород (базальтов и андезитов) о-ва Эуа и преобладают в продуктах плиоценчетвертичного вулканизма островов Фонуалеи и Тофуа [Магматические ..., 1987].

В Марианской дуге кислые породы присутствуют в составе эоценмиоценовой базальт-андезитовой ассоциации и представлены низкощелочными плагиодацитами, плагиориодацитами, плагиориолитами [Магматические ..., 1987].

В Фиджийской дуге, помимо высококремнеземистых дацитов групп Ваинимала и Унду неогенового возраста, присутствуют 10 трондьеми-

товых плутонов группы Толо [Гилл, Сторк, 1983]. Плутоны образуют бимодальную ассоциацию с габбро, последнее является наиболее ранней фазой внедрения и присутствует в незначительном количестве. Породы промежуточного состава между габбро и трондьемитами практически отсутствуют. Происхождение тоналит-трондьемитовой магмы плутонов объясняют частичным плавлением амфиболитов в нижних горизонтах коры дуги Фиджи [Гилл, Сторк, 1983].

Для периферийно-океанических дуг, к которым относят Алеутско-Аляскинскую, Малоантильскую, Японскую, Курило-Камчатскую дуги и др., характерно присутствие в фундаменте как континентальных, так и океанических структур, а также преобладание пород известково-щелочной серии в продуктах магматизма. Кислый и средний магматизм гораздо шире проявлен в периферийно-океанических дугах, чем во внутриокеанических, что связано с их более длительной эволюцией [Магматические ..., 1987]. Породы кислого состава обнаружены не только в составе вулканических серий, но и в комагматичных им субвулканических или интрузивных телах. Последние представлены интрузивной серией габбро-диорит-гранодиорит-гранит. Тоналиты, трондьемиты могут присутствовать как составные члены этой серии. Примером может служить массив Кептейн-Бей, Аляска, образующий зональный плутон и сложенный серией габбро-кварцевый диорит-кварцевый монцонит-гранодиорит. Происхождение интрузий связано с малоглубинной фракционной кристаллизацией базальтовой магмы при низких давлениях [Perfit et al., 1980].

В Алеутско-Аляскинской дуге выделяется диорит-гранитоидная серия среднего-позднего миоцена [Магматические ..., 1987; Борсук и др., 1982], представленная кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, в подчиненном количестве присутствует габбро.

В классификации Дж.Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984] в группу гранитов островных дуг входят: 1) граниты океанических толеитовых островных дуг; 2) граниты океанических известково-щелочных островных дуг; 3) граниты активных континентальных окраин. О породах первых двух подгрупп уже шла речь выше при описании внутриокеанических и периферийно-океанических островных дуг. Кроме того, к первой подгруппе могут быть отнесены тоналиты, трондьемиты, приуроченные к тем частям офиолитовых разрезов или офиолитовой серии в целом, которые формировались в островодужной обстановке (в основании островной дуги). К ним относятся диориты, трондьемиты офиолитов Каньон-Маунтин, Орегон; трондьемиты Литтл-Порт, Ньюфаундленд [Pearce et al., 1984]; Нижние плагиограниты офиолитового комплекса Никойя, Коста-Рика [Wildberg, 1987]. Происхождение тоналитов, трондьемитов во всех перечисленных случаях связывают, как правило, с частичным плавлением пород основного состава в корнях островной дуги.

Д.Герлах и др. [Gerlach et al., 1981] предполагают, что в случае офиолитов Каньон-Маунтин при образовании диоритов, трондьемитов происходило частичное плавление в относительно неглубоких условиях основных пород типа габбро или базальта, которые ранее претерпели гидротермальное изменение под действием морской воды [Gerlach et al., 1981] Образовавшийся кислый расплав далее фракционировал, образуя серию от диоритов до трондьемитов.

Для Нижних плагиогранитов офиолитового комплекса Никойя, Коста-Рика, предлагается модель частичного плавления габбро в основании кумулятивной серии в поле стабильности роговой обманки при повторном термальном разогреве, который совпадал, вероятно, с формированием внутриокеанической примитивной островной дуги между Карибской и Тихоокеанской плитами в позднемеловое время [Wildberg, 1987].

Трондьемиты Литтл-Порт, Ньюфаундленд, по данным Дж. Малпаса [1983], образовались при частичном плавлении амфиболитов комплекса Литтл-Порт, представляющего собой цоколь островодужной постройки.

Тоналит-трондьемитовая ассоциация активных континентальных окраин

Тоналит-трондьемиты входят в состав батолитовых поясов активной континентальной окраины Северной и Южной Америк. Ф. Баркер [1983] отмечает, что они характерны для протерозойской, палеозойской и мезозойско-кайнозойской окраин Северной и Южной Америк. Надо отметить, что он включает в тоналит-трондьемитовую ассоциацию активных континентальных окраин как тоналиты, входящие в состав батолитов, так и тоналиты, трондьемиты, составляющие пространственно обособленную формацию, которая будет рассмотрена ниже в качестве аккреционного типа магматизма.

Батолиты мезозойско-кайнозойского возраста, слагающие основную часть Циркумтихоокеанского пояса, имеют сложное зональное строение и представлены в основном известково-щелочной кварц-диориттоналит-гранодиорит-гранитной серией. Этим они отличаются от тоналит-трондьемитовых серий докембрийских областей, но сопоставляются с ними по объемам проявления гранитного магматизма. Основные породы типа габбро представлены в небольших объемах. Примерами батолитов, включающих тоналиты, трондьемиты являются Береговой батолит, Аляска; Батолит Сьерра-Невада; батолит Вули-Крик гор Кламат, батолит Кордильера Бланка, Перу и др.

Происхождение тоналитов, трондьемитов, как и всей интрузивной серии, слагающей батолиты, связывают, как правило, с: 1) субдукцией океанической плиты под континентальную окраину; 2) частичным плавлением нижних горизонтов коры; 3) процессом смешения магм основного и кислого состава с образованием гибридной магмы (последнее касается гранодиоритовых пород).

Примером, характеризующим первый способ образования батолитов, является Береговой батолит Аляски. Он рассматривается в качестве

внутренней дуги в системе парных дуг [Barker et al., 1991]. Батолит залегает среди аккретированных террейнов океанического и островодужного происхождения палеозойского-мелового возраста, в меньшей степени среди докембрийских террейнов. Батолит состоит в основном из интрузивов и частично ортогнейсов мезозойского возраста. Внедрение интрузий происходило эпизодически с ЮЗ на СВ: западный тоналит – 65-55 млн лет: центральный-восточный тоналит, гранодиорит и гранит - 54-52 млн лет; восточные лейкограниты – 52–48 млн лет. Возник Береговой батолит, по мнению авторов [Barker et al., 1991], над субдуцирующей косо по отношению к континенту плитой Кула, и продвижение магматизма в сторону суши, возможно, обусловлено движением Северной Америки в западном направлении. Магмы, из которых формировались интрузии батолита, имели сложное происхождение: в западной части тоналиты образовались за счет плавления более древних ортогнейсов; тоналиты центральной и восточной частей – в результате смешения фракционировавших мантийных толеитовых и коровых расплавов. полученных при плавлении магматических пород и (или) флиша; высококремнеземистые лейкограниты восточной части батолита - за счет плавления среднекоровых пород.

Батолит Кордильера Бланка (Перу) имеет размеры 250 х 30 км и расположен в 300 км от Тихоокеанского побережья Южной Америки. Он состоит преимущественно из гранитов с возрастом 5,18 ±0,5 млн лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar метод) и небольшого количества тоналитов, трондьемитов и игнимбритов с возрастом 4.65-6.7 млн лет (К-Ar метод) [Atherton, Petford, 1993]. Под батолитом залегает мощная (50-60 км) кора Анд миоценового возраста. По данным [Atherton, Petford, 1993], геохимические характеристики батолита Кордильера Бланка очень сходны с таковыми для архейских тоналитов, трондьемитов, для которых предполагают происхождение в результате частичного плавления погружающейся в мантию океанической плиты [Martin, 1986; Drummond, Defant, 1990]. Следовательно, на основании геохимических данных можно было бы предположить подобный механизм и для батолита Кордильера Бланка. Однако имеется ряд противоречий. Во-первых, возраст плиты Наска, погружающейся под Анды 20-5 млн лет назад составлял 55-65 млн лет [Atherton, Petford, 1993]. Плита погружалась в холодном состоянии под континентальную окраину Южной Америки, поэтому процесс плавления должен был локализоваться в мантийном клине, а не в самой плите, и образования магм, подобных архейским тоналитам, трондьемитам, происходить не могло. Во-вторых, фронт тоналит-трондьемитового магматизма обычно расположен с океанической стороны параллельно основному вулканическому фронту [Баркер, 1983; Drummond, Defant, 1990], а батолит Кордильера Бланка, наоборот, расположен в 300 км в глубь континента от современного желоба и вулканической дуги. П.Атертон и Н.Петфорд предполагают, что происхождение батолита связано не с плавлением океанической плиты Наска, а с плавлением

нижних частей недавно образовавшейся и, возможно, продолжающей сейчас образовываться коры Анд. На основании геотермических данных и исследований по электропроводности пород можно предполагать, что генерация ТТГ магм происходила на глубине примерно 50 км, что соответствует основанию коры, и температура в этой области могла превышать 1000°С, что вполне достаточно для образования трондьемитового расплава [Atherton, Petford, 1993].

Процесс смешения магм установлен для батолита Сьерра-Невада (Калифорния) на основании изучения различных типов включений [Barbarin, 1991]. Предполагается, что высокотемпературная магма, поступающая из верхней мантии в нижнюю кору, вызывает частичное плавление корового материала и образование кислой магмы. При взаимодействии новых порций основной магмы и новообразованной кислой магмы образуется гибридная магма. В процессе подъема магм происходит перемешивание новых порций основной, гибридной и кислой магм, причем состав последней непрерывно изменяется.

Аккреционный тоналит-трондьемитовый магматизм

Аккреционный тип тоналит-трондьемитового магматизма выделяется в областях развития аккреционной тектоники. Этот тип магматизма описан под разными названиями. Первым его описали М.Хилл и др. [Hill et al., 1981] на примере аккреционной призмы Южной Аляски, продукты магматизма были названы гибридными гранодиоритами. Т.Павлис и др. [Pavlis et al., 1988] описывали нижнемеловые лейкотоналиты, трондьемиты западной части гор Чугач, Аляска, как продукты околожелобного плутонизма. Ф.Баркер и др. [Barker et al., 1991] рассматривают аккреционный магматизм как преддуговой и говорят о парных магматических дугах, функционирующих 65–48 млн лет назад на Южной Аляске. Название "аккреционный магматизм" было предложено К.А.Крыловым [1986] для среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайской зоны Корякского нагорья.

Характерной чертой аккреционного тоналит-трондьемитового магматизма является то, что он часто происходил одновременно с известково-щелочным островодужным магматизмом. Область проявления аккреционного магматизма расположена параллельно осевой зоне магматизма островной дуги и удалека от нее в различной степени в сторону океана. Ф.Баркер и др. [Баркер, 1983; Barker et al., 1991] отмечают, что для Циркумтихоокеанского пояса расстояние между кварц-диорит-тоналитгранодиорит-гранитными сериями, слагающими значительную часть мезозойских батолитов и трондьемит-тоналитовыми комплексами составляет от 5–50 до 150–200 км. М.Хилл и др. [Hill et al., 1981] указывают, что гибридные гранодиориты расположены более, чем в 100 км от фронта островодужного магматизма.

Океанические хребты, офиолитовые комплексы									
Нормальные, N-тип MORB	Аномальные, Т- или Е-типы MORB	Хребты задуговых бассейнов	Надсубдукционные офиолиты						
Альбититы, плагио- граниты, офиолиты Корсики [1-3] Кварцевый монцо- нит, разломная зона ARGO, Индийский океан [4, 5] Верхние плагиогра- ниты, офиолиты Ни- койя, Коста-Рика [6] Плагиограниты, Фа- реро-Шетландский бассейн [7] Плагиограниты Максад, офиолиты Омана [8] Плагиограниты, За- падный пояс офиоли- тов, Албания [9-11]	Кварцевые диориты, 45°с.ш., Сре- динно-Атлан- тический хре- бет [12, 13] Трондьемиты, САХ, разлом 15° 20' [14]	Кварцевые дио- риты, трондьеми- ты, офиолиты Бей- оф-Айлендс, Нью- фаундленд [15] Трондьемиты, плагиограниты, офиолиты Сармь- енто, Чили [16]	Диориты, трондьеми- ты, офиолиты Троодос [12, 17, 18] Трондьемиты, офио- литы Самайл, Оман [19] Плагиограниты, офиолиты Вуринос, Греция [20] Плагиограниты, Ку- юльский офиолитовый массив, Корякское нагорье [21] Кварцевые диориты, плагиограниты, Вос- точный пояс офиоли- тов, Албания [9, 10, 22, 23]						

Примечание. Табл. 1 составлена с использованием данных Дж. Пирса и др. [Pearce, 1996; Pearce et al., 1984]. Литературные источники: 1 – Вессаluva et al., 1977; 2 – M.Ohnenstetter, D.Ohnenstetter, 1980; 3 – M. Ohnenstetter et al., 1981; 4 – Hedge et al., 1979; 5 – Engel, Fisher, 1975; 6 – Wildberg, 1987; 7 – Kanaris-Sotiriou, Gibb, 1989; 8 – Amri et al., 1996; 9 – Beccaluva et al., 1994a; 10 – Shallo, 1994; 11 – Cortesogno et al., 1998; 12 – Aldiss, 1981; 13 – Aumento, 1969; 14 – Silantyev, Bougault, 1998; 15 – Mannac, 1983; 16 – Saunders et al., 1979; 17 – Kay, Senechal, 1976; 18 – Pallister, Knight, 1981; 19 – Alabaster et al., 1982; 20 – Pearce et al., 1984; 21 – Лучицкая, 1994; 22 – Beccaluva et al., 19946; 23 – Bortolotti et al., 1996; 24 – Шараськин и др., 1986; 25 – Гилл, Сторк, 1983; 26 – Магматические ..., 1987; 27 – Perfit et al., 1980; 28 – Gerlach et al., 1981; 29 – Barker, Arth, 1988; 30 – Barker et al., 1991; 31 – Atherthon, 1990; 32 – Atherthon, Petford, 1993; 33 – Barnes Calvin, 1983; 34 – Harris et al., 1996; 35 – Hill et al., 1981; 36 – Pavlis et al., 1988; 37 – Крылов, 1986; 38 – Крылов, Лучицкая, 1999; 39 – Лучицкая, Рихгер, 1989.

Островные дуги, об	риолитовые комплексы	Континентальные				
Внутриокеаниче-	Периокеанические,	активные окраины	Аккреционные			
ские, преимущест-	преимущественно из-	андийского типа	призмы			
венно толеитовый	вестково-щелочной		•			
тип магматизма	тип магматизма					
Плагиограниты,	Кварцевые диориты,	Кварц-диорит-	Эоценовые преддуговые			
внутренний склон	тоналиты, гранодио-	тоналит-	тоналиты, трондьемиты			
желоба Тонга [24]	риты, диорит-	гранодиорит-	и адакиты, Южная Аля-			
Трондьемиты,	гранитоидная серия	гранитная серия ба-	ска [34]			
группа Толо;	среднего-позднего	толитовых поясов	Палеоценовые гиб-			
Высококремнезе-	миоцена, Алеутско-	Северной и Южной	ридные гранодиориты:			
мистые дациты,	Аляскинская дуга [26]	Америк: тоналиты,	тоналиты, гранодиори-			
группы Ваинимала	Габбро-кварцевый	гранодиориты, гра-	ты, граниты, Юго-			
и Унду, Фиджи	диорит-монцонит-	ниты, Береговой ба-	Западная Аляска [35]			
[25]	гранодиорит,	толит, Аляска [29,	Раннемеловые около-			
Дациты, базальт-	зональный плутон	30]	желобовые трондьеми-			
андезитовая олиго-	Кептейн-Бей, Аляска	Граниты, тоналиты,	ты, Южная Аляска [36]			
ценовая формация,	[27]	трондьемиты, иг-	Среднеюрские, сред-			
дуга Тонга [26]	Диориты, трондье-	нимбриты, батолит	не-позднемеловые ак-			
Низкощелочные	миты, офиолиты	Кордильера Бланка,	креционные плагиогра-			
плагиодациты,	Каньон-Маунтин,	Перу [31, 32]	ниты, Эконайская сис-			
плагиориолиты,	Орегон [28]	Кварцевые дио-	тема покровов, Коряк-			
плагиориодациты,	Трондьемиты, офио-	риты, тоналиты,	ское нагорье [37, 38]			
базальт-андезито-	литы Литтл-Порт,	гранодиориты, гра-	Синкинематические			
вая эоцен-миоце-	Ньюфаундленд [15]	ниты, батолит Вули-	габбро и плагиограниты,			
новая ассоциация,	Нижние плагиогра-	Крик, горы Кламат,	Вахталкинский блок,			
Марианская дуга	ниты, офиолиты Ни-	Калифорния [33] и	Восточная Камчатка [38,			
[26]	койя, Коста-Рика [6]	т.д.	39]			

Детальное описание и обоснование необходимости выделения аккре-ционного типа магматизма будет дано ниже в главах 3 и 4 работы. В заключение можно реконструировать геодинамические обстанов-ки, в которых проявляется тоналит-трондьемитовый магматизм, что отражено в табл. 1.

Глава 2

Офиолитовый плагиогранитный магматизм, Куюльский офиолитовый террейн, Северо-Западная Камчатка

Геологический очерк

Куюльский террейн 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 Куюльских офиолитов были выявлены после геолого-съемочных работ 1955, 1962 гг., а также работ А.А. Александрова [1978], Э.С. Алексеева [1981], А.Д. Чехова [1982] и многих других геологов. Геологами ПГО Камчатегология Министерства геологии СССР В.И. Перуновым, В.Н. Гореловым, Н.И. Гореловой, Э.А. Семеновым и другими составлена геологическая карта района массива в масштабе 1 : 50 000. Изучением петрографии, минералогии и геохимии пород Куюльского массива занимались А.В. Пинус с соавторами [1973] и др. Благодаря исследованиям Г.П. Авдейко [1968], М.А. Пергамента [1961] и В.П. Похиалайнена [1966; Иванов, Похиалайнен, 1973], разработана подробная схема расчленения меловых толщ, вмещающих Куюльские офиолиты.

В 1988–1989 гг. на территории Куюльского офиолитового террейна проводились комплексные полевые исследования сотрудниками Геологического института РАН (С.Д. Соколов, В.Н. Григорьев, К.А. Крылов, И.Е. Пральникова, В.Б. Курносов) и Дальневосточного геологического института ДВНЦ (А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, Г.И. Говоров, И.В. Панченко, О.В. Чудаев). Результаты исследований были изложены в препринте "Куюльский офиолитовый террейн" [Ханчук и др., 1990]. В 1990–1991 гг. исследования были продолжены. Помимо перечисленных авторов, в них участвовали сотрудники ГИН РАН В.Г. Батанова, А.А. Пейве, М.В. Лучицкая, Г.Е. Полунин, Р.М. Юркова, В.И. Виноградов, А.К.Худолей. Результаты работ изложены в серии статей [Григорьев и др., 1992, 1995; Соколов и др., 1996].

Куюльский офиолитовый террейн протягивается в виде полосы протяженностью около 120 км при ширине от 3–5 до 10–12 км от среднего течения р. Упупкин на северо-востоке до горы Плоской (левобережье р. Куюл) на юго-западе (рис. 5). Возможным западным продолжением выходов того же террейна являются офиолиты Маметчинского полуострова.



Рис. 5. Схема террейнов Пенжинского района

постаккреционный чехол (мел-палеоген); 2-6 – террейны: 2 – Харитонинский, 3 – Ганычаланский, 4 – Упупкинский, 5 – Айнынский, 6 – Куюльский; 7 – надвиги; 8 – разломы; 9 – предполагаемые разломы

По данным А.А. Александрова [1978] и Э.С. Алексеева [1981], основанным на дешифрировании аэрофотоснимков, характере магнитных и гравитационных полей, Куюльские офиолиты образуют тектонизированную пластину, сложенную высокоплотностными породами и погружающуюся на северо-запад под меловые толщи. Юго-восточным ограничением офиолитов является надвиг, хорошо видимый в бассейне рек Веселая и Виайраваям. Здесь офиолиты полого (10-12°) перекрывают нижнемеловые осадочные породы. Этот пологий надвиг хорошо виден в коренных обнажениях на западном окончании Куюльского массива, на п-ове Маметчинском [Ханчук и др., 1990]. На правом и левом бортах р. Таловка и на правобережье р. Большой Упупкин осадочные породы полого (10-40°) погружаются на юго-восток под офиолиты. А.И. Ханчук [Ханчук и др., 1990] считает, что офиолиты выполняют ядро синформы с юго-восточной вергентностью, северо-западное крыло которой осложнено крутопадающими разрывами, а участками, вероятно, опрокинуто, хотя данная интерпретация, по его мнению, не является окончательной. Имеются также случаи, где меловые породы надвинуты на офиолиты (верховья рек Веселая, Кингивеем) [Ханчук и др., 1990].



⇐ Рис. 6. Геологическая схема бассейна р. Ганкуваям. Составлена по: [Ханчук и др., 1990], а также по материалам А.А. Пейве, В.Г.Батановой, М.В.Лучицкой

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

Образования: 2, 3 – Уннаваямской пластины; 4–14 – Ганкуваямской пластины. Прямоугольник на схеме – район исследования

Куюльский офиолитовый террейн представляет собой гигантский серпентинитовый меланж, в пределах которого существует несколько офиолитовых образований разного возраста и генезиса. 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].

Авторами работы [Соколов и др., 1996] в том же пересечении выделяется следующая последовательность пластин (снизу вверх): Удачная, Веселая, Ганкуваямская, Уннаваямская. Каждая из пластин представляет собой самостоятельную тектоностратиграфическую единицу. Пластина Удачная сложена серпентинитовым меланжем с блоками амфиболитов, зеленых и, реже, глаукофановых сланцев, массивных базальтов и базальтовых даек. Пластина Веселая сложена серпентинитовым меланжем с блоками вулканогенно-кремнистых пород: базальтов, известняков, кремней, базальтовых брекчий, офикальцитов, офиолитовых микститов. Уннаваямская (Водораздельная по [Ханчук и др., 1990]) пластина сложена мономиктовым серпентинитовым меланжем с большим количеством матрикса и крупными блоками гипербазитов и габбро.

Ниже представлен разрез офиолитов, описанный в Ганкуваямской тектонической пластине (рис. 6). Границы всех выделенных частей разреза тектонические. Снизу вверх наблюдается следующая последовательность пород [Ханчук и др., 1990] (рис. 7):

Видим	ая минимальная
	мощность, м
I. Гарцбургиты	420
2. Аподунитовые серпентиниты	50
3. Расслоенный комплекс габброидов, верлитов, трокт	голитов430
4. Плагиограниты	50
5. Параллельные дайки	
6. Пиллоу-лавы	





Возраст офиолитов Ганкуваямской пластины определяется как позднебатский-раннекелловейский на основании находок радиолярий из межподушечной линзы туффитовых яшм в брекчированных базальтах верхней толщи пиллоу-лав [Вишневская и др., 1992]. Плагиограниты слагают пластину, расположенную на контакте габброидов и дайкового комплекса (см. рис. 6, 7). Нижний контакт с габбро резкий и тектонизированный. В верхней части пластины плагиогранитов наблюдаются включения ветвящейся, изогнутой и линзовидной формы (рис. 8). Они обладают мелкозернистой структурой и более меланократовым составом, чем плагиограниты, и, вероятно, 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.



Рис. 8. Фрагменты даек в плагиогранитах 1 – плагиограниты; 2 – диоритовые порфириты, дайковый комплекс

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 ± 1 , 134 ± 2 , 134 ± 3 млн лет [Ханчук и др., 1990].

Петрографический состав

Плагиограниты подразделяются на собственно плагиограниты (SiO₂ = 65–75%), кварцевые диориты и тоналиты (SiO₂ = 62–67%) (табл. 2). Последние являются наименее дифференцированными разностями единой петрографической серии от кварцевых диоритов до плагиогранитов, и количество их незначительное. Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками гранофировой, иногда последняя преобладает. Гранофировая структура представлена неправильными червеобразными прорастаниями кварца и плагиоклаза. Кварц и плагиоклаз в прорастаниях являются более поздними образованиями по отношению к идиоморфному плагиоклазу первой генерации и отражают состав котектики остаточного кислого расплава. Такая структура может свидетельствовать о магматическом происхождении плагиогранитов и субвулканических условиях их становления. Аналогичная структура характерна для плагиогранитов офиолитовых комплексов [Колман, Донато, 1983], т.е. океанических плагиогранитов, по их терминологии.

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

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 и происходило его накопление.

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 иньекцию кислого расплава в нижние горизонты дайкового комплекса, магматическое брекчирование его пород и захват фрагментов даек.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	.8	9	10	11	12	13	14
SIO ₂	70,03	72,70	69,95	73,12	74,53	75,59	73,62	74,47	66,59	67,07	61,90	66,62	77,44	76,84
TiO ₂	0,48	0,56	0,64	0,48	0,40	0,16	0,48	0,48	0,80	0,80	1,12	0,78	0,15	0,22
Al ₂ O ₃	13,27	12,64	13,19	11,32	10,65	11,04	12,05	11,76	12,69	13,85	14,62	14,38	10,83	11,17
Fe ₂ O ₃	2,09	1,62	1,14	2,66	2,59	1,85	1,24	0,92	3,69	1,51	3,98	2,40	1,26	1,13
FeO	3,95	2,52	3,26	2,25	2,13	1,05	2,10	3,00	4,63	3,86	3,95	3,31	0,79	1,81
MnO	0,10	0,06	0,06	0,03	0,01	0,00	0,04	0,04	0,15	0,13	0,07	0,03	0,02	0,04
MgO	0,64	0,74	0,91	1,13	0,50	0,34	0,67	0,24	0,84	0,88	1,68	1,74	2,24	1,49
CaO	2,16	2,15	3,34	2,10	2,32	4,34	3,58	1,80	2,11	3,12	5,64	3,98	2,59	1,36
Na ₂ O	5,86	5,26	5,56	5,86	5,16	4,39	4,93	5,58	6,16	5,46	5,36	4,31	3,91	4,83
K ₂ O	0,56	0,32	0,62	0,20	0,20	0,12	0,08	0,28	0,32	0,83	0,32	0,53	0,20	0,14
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,10	0,05	0,02	0,01	0,03	0,02	0,12	0,16	0,27	0,19	0,04	0,04
п.п.п.	1,01	0,94	0,83	0,39	1,18	0,61	0,72	0,96	1,53	2,25	1,32	1,43	0,65	1,00
Сумма	100,23	99,57	99,60	99,59	99,69	99,50	99,54	99,55	99,63	99,92	100,23	99,70	100,12	100,1
Ba	90	23	72	<10	20	<10	<10	24	47	230	31	•	-	-
Sr	85	53	99	53	70	100	- 77	36	54	100	150	-	-	-
Rb	1,60	<10	<10	2,30	<10	<10	<10	1,00	1,70	<10	<10	•	•	-
Zr	150	190	130	240	235	190	170	200	180	150	220	-	-	-
Nb	2,60	<10	<10	2,30	1,70	<10	<10	3,20	1,70		3,40	•	-	-
Y	58	59	39	61	70	69	60	81	61	48	66	•	-	-
La	7,20	<10	<10	10,00	10,00	<10	<10	14,00	9,50	<10	6,00	•	-	-
Ce	19,00	26,00	<10	28,00	26,00	23,00	23,00	32,00	24,00	23,00	20,00	•	-	-
Nd	-	•	•	18,00	17,00	-	-	•	15,00	-	17,00	-	•	-
Sm	5,90	-	+	7,20	6,80	•	•	7,60	6,80	-	7,20	-	-	-
Eu	1,50	-	-	1,80	1,60	•	-	1,30	1,90	-	1,90	-	•	-
Тъ	1,50	-	-	1,90	1,70	•	-	1,90	1,70	-	1,90	•	-	•
Yb	5,90	-	-	7,40	6,90	-	•	7,60	6,60	-	7,00	-	•	•
Lu	0,96	-	•	1,20	1,10	-	-	1,10	1,00	-	1,00	•	-	•

Таблица 2. Содержание главных элементов (в мас.%) и элементов-примесей (в г/т)

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25*	26*	27*
SiO ₂	66,96	65,84	74,05	69,55	59,38	55,37	64,41	59,93	61,89	58,95	62,26	60,01	60,30
TiO ₂	0,56	0,64	0,32	0,51	1,12	1,60	0,80	0,96	0,96	0,96	0,80	1,00	1,09
Al ₂ O ₃	14,15	14,86	12,93	13,39	15,07	14,67	13,16	15,03	14,79	16,19	14,04	14,08	11,50
Fe ₂ O ₃	1,89	2,02	0,91	3,00	2,82	3,57	3,44	2,22	2,68	2,64	3,36	4,12	5,67
FeO	4,41	4,52	1,95	3,21	6,66	6,09	4,48	6,74	4,48	4,67	5,77	4,54	3,54
MnO	0,09	0,10	0,04	0,07	0,24	0,04	0,04	0,16	0,13	0,13	0,09	0,10	0,21
MgO	1,49	1,62	0,84	0,75	1,93	4,20	1,76	2,41	2,60	4,05	3,72	5,51	4,04
CaO	1,90	1,90	2,27	2,46	4,66	5,98	3,98	2,75	2,87	2,87	3,14	3,22	3,01
Na ₂ O	5,96	6,12	5,36	5,41	5,07	4,73	4,84	5,19	5,32	5,97	4,04	5,42	4,52
K ₂ O	0,17	0,29	0,12	0,66	0,66	0,89	0,64	0,24	0,32	0,13	0,08	0,04	2,40
P ₂ O ₅	0,19	0,22	0,04	0,11	0,45	0,20	0,17	0,35	0,29	0,13	0,14	0,16	0,13
п.п.п.	1,41	1,50	0,88	0,30	1,74	2,17	1,95	3,53	3,29	3,44	2,64	2,00	3,25
Сумма	99,18	99,63	99,71	99,42	99,80	99,51	99,67	99,51	99,62	100,13	100,08	100,20	99,56
Ba	-	-	<10	98	71	55	77	<10	48	<10	-	•	125
Sr	•	-	44	58	120	180	120	72	83	75	-	-	57
Rb	-	-	<10		<10	<10	<10	<10	<10	1,00	•	•	-
Zr	-	-	180	227	78	100	110	110	120	59	•	•	34
Nb	-	-	<10	6,00	<10	<10	<10	<10	<10	1,00	•	•	٠
Y	-	-	53	43	36	34	52	44	42	26	-	•	27
La	-	-	<10	19,00	<10	<10	<10	<10	<10	7,40	•	•	8,00
Ce	-	-	22,00	29,00	<10	<10	<10	<10	<10	18,00	•	•	11,00
Nd	-	-	-	21,00	-	-	•	-	•		•	•	10,00
Sm	•	-	-	-	•	•	•	-	•	3,50	•	•	-
Eu	-	-	•	•	-	•	•	•	-	0,89	-	•	•
ТЬ	-	-	•	-	-	-	-	•	-	0,82	-	-	•
Yb	-	-	-	-	-	-	•	-	-	2,60	-	•	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	•	-	0,38	-	•	•

Компонент	28*	29*	30*	31	32*	33*	34*
SiO ₂	62,50	65,84	67,95	73,82	75,80	76,20	74,90
TiO ₂	0,89	0,26	0,81	0,32	0,10	0,22	0,18
Al ₂ O ₃	12,96	15,06	12,34	13,33	12,20	11,80	12,93
Fe ₂ O ₃	7,07	2,49	4,35	0,18	1,87	2,00	0,72
FeO	3,09	1,89	2,39	2,15	1,63	2,06	2,35
MnO	0,05	0,05	0,22	0,03	0,05	0,08	0,02
MgO	3,20	2,11	1,69	0,33	0,20	0,40	0,50
CaO	2,49	3,31	3,92	2,63	1,68	1,12	2,44
Na ₂ O	5,00	4,83	3,70	4,51	5,39	4,82	4,15
K ₂ O	0,12	1,89	0,59	1,38	0,30	0,32	0,69
P ₂ O ₅	0,33	0,07	0,26	0,04	0,04	0,03	0,05
п.п.п.	2,08	1,79	1,69	0,85	0,06	0,79	0,66
Сумма	99,78	99,49	99,81	99,57	99,32	99,84	99,59
Ba	-	47	97	150	45	59	11
Sr	-	126	118	340	53	80	98
Rb	-	34	-	<10	-	10,00	14,00
Zr	-	-	93	85	109	178	42
Nb	-	32	•	<10	3,00	1,00	1,00
Y	-	32	37	10	36	53	33
La	-	10,00	12,00	<10	22,00	22,00	3,00
Ce	-	7,00	19,00	<10	27,00	37,00	6,00
Nd	-	8,00	23,00	-	20,00	31,00	9,00
Sm	-	-	•	-	•	•	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	•	-	•	-	-	-
Yb	-	-	-	•	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	•

Таблица 2 (окончание)

* Анализы взяты из работы: [Ханчук и др., 1990]. Примечание. Номера анализов: 1-17 - плагиограниты, тоналиты; 19, 20 - роговообманковое габбро с кварц-плагноклазовыми прорастаниями в интерстициях из верхней части разреза габброндного комплекса; 21-25 диоритовые порфириты, дайковый комплекс; 26-30 дациты, лавовый комплекс; 31-34 - гнейсовидные плагиограниты из блоков меланжа. Анализы выполнены в химико-аналитическом центре ГИН РАН. Редкие элементы определялись методом рентгенофлюоресцентного анализа, интервалы определяемых концентраций 0.0001-п%, исполнитель В.В. Голубчиков, аналитик Н.А. Соленкова; редкоземельные элементы методом нейтронной активации, интервалы определлемых концентраций 0,000001-п%; аналитик С.М. Ляпунов. Прочерк - компонент не определялся.

ц С Гнейсовидные плагиограниты из блоков меланжа обладают мелкозернистой лепидогранобластовой структурой и сложены плагиоклазом, кварцем и красно-коричневым биотитом, из акцессорных минералов присутствуют эпидот, циркон.

Петро-, геохимические характеристики

На диаграмме О'Коннора Ab-An-Or кислые породы Куюльского террейна попадают в группы тоналитов и главным образом трондьемитов (рис. 9). Плагиограниты Куюльского террейна (ПКТ) являются низкокалиевыми (0,1-0,8% K₂O) и преимущественно низкоглиноземистыми породами (10-15% AL₂O₃), что характерно для кислых пород всех офиолитовых серий мира. Низкие содержания K₂O позволяют отнести их к группе океанических плагиогранитов (рис. 10). По индексу Шанда они относятся преимущественно к металюминиевым, а частично к пералюминиевым породам (рис. 11). По индексу Пикока ПКТ являются, в основном, известковистыми породами (рис. 12). Отмечалось, что такие характеристики обычно свойственны кислым породам supra-subduction zone [Pearce et al., 1984].

На вариационных диаграммах Харкера (рис. 13-16) для ПКТ характерно снижение содержаний Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, CaO с ростом содержаний SiO₂; незначительно возрастают или остаются почти на одном уровне содержания Na₂O, K₂O, C ростом SiO₂ происходит также увеличение содержаний Zr, Y, Rb и уменьшение содержаний Sr (рис. 17, 18). Это может объясняться процессом отсадки основного плагиоклаза в более ранних фазах, который захватывает Са, Sr и Eu²⁺ При этом в остаточном расплаве будет происходить накопление высокозарядных элементов (ВЗЭ). На диаграммах Харкера также хорошо видно, что плагиограниты, дайки среднего-кислого состава и габбро из верхней части габброидного разреза составляют единый тренд фракционирования. Для того чтобы качественно сравнить данные по ПКТ в отношении способа их образования, на диаграмму Харкера нанесены точки образцов, полученных путем экспериментального плавления толеита и оливинового толеита [Helz, 1976] и точки образцов, полученных в экспериментах по несмесимости силикатных жидкостей [Dixon, Rutherford, 1979]. На рис. 13-16 видно, что тренды, построенные по экспериментальным данным, отличаются от тренда ПКТ.

Плагиограниты из блоков меланжа сходны по петрохимическим характеристикам с описанными выше ПКТ, в единичных образцах повышено содержание K₂O (см. табл. 2), что, вероятно, связано с увеличением количества наложенного биотита.

Для сравнения ПКТ с другими типами кислых пород офиолитов привлечены диаграммы Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] и графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту. ПКТ имеют характерный и для других офиолитовых гранитов график со слабообогащенной легкой ча-



Рис. 9. Диаграмма Ab-An-Or для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, гнейсовидных плагиогранитов из блоков меланжа

плагиограниты; 2 – диоритовые порфириты, дайковый комплекс; 3 – гнейсовидные плагиограниты из блоков меланжа

А-Е – стандартные поля для разных типов кислых пород: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамелиты, D – трондьемиты, Е – граниты

стью спектра РЗЭ, практически горизонтальной тяжелой частью спектра РЗЭ (La/Yb=0,8–1,37) и четко выраженной отрицательной Eu-аномалией (Eu*/Eu=0,76–0,98) (рис. 19), что указывает на процесс фракционирования плагиоклаза. Последний характерен для формирования кислых пород из офиолитовых комплексов [Колман, Донато, 1983]. Наиболее близкими к ПКТ по форме и по количественным характеристикам графики распределения РЗЭ имеются у плагиогранитов Позднего интрузивного комплекса Омана, плагиогранитов офиолитового массива Самайл и трондьемитов офиолитового массива Троодос (см. рис. 19). Кварцевые диориты массива Троодос имеют несколько более низкие содержания РЗЭ как менее дифференцированные породы, чем плагиограниты. Сходство графиков распределения РЗЭ плагиогранитов, диоритовых порфиритов и базальтов из дайкового комплекса указывает на когенетичность всех пород (рис. 20).

На спектрах, нормированных по составу гипотетического гранита океанических хребтов [Pearce et al., 1984], видно, что ПКТ слегка обогащены Rb и обеднены ВЗЭ относительно гранита океанических хребтов. Наблюдается также небольшой Nb-минимум (рис. 21, 22). При сравнении ПКТ на этой же диаграмме с различными типами гранитов





Условные обозначения см. на рис. 9. ОП – океанические плагиограниты; граниты: ГОД – островных дуг, ГАКО – активных континентальных окраин, КОЛГ – коллизионные, РГ – связанные с рифтами, ГЭП – континентальных эпейрогенических поднятий, ПОГ – посторогенные



Рис. 11. Диаграмма Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) – Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, гнейсовидных плагиогранитов из блоков меланжа

Условные обозначения см. на рис. 9. А-С – поля пород: А – металюминиевых, В – пералюминиевых, С – пералкалиновых


Рис. 12. Диаграмма (CaO+K₂O+Na₂O) – SiO₂ для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, гнейсовидных плагиогранитов из блоков меланжа

Условные обозначения см. на рис. 9. А-D – поля пород: А – щелочных, В – щелочно-известковистых, С – известково-щелочных, D – известковистых

океанических хребтов оказывается, что они наиболее близки с гранитами массива Троодос, Кипр (см. рис. 21). Однако нужно отметить, что последние, хотя и включены Пирсом в группу гранитов океанических хребтов, но отнесены им к подтипу гранитов supra-subduction zone. Это название было дано Дж. Пирсом с соавторами для офиолитов, которые "имеют геохимические характеристики, свойственные островным дугам, но по структуре соответствуют океанической коре" [Пирс и др., 1987, с. 135]. Эффузивы Троодоса имеют бонинитовые характеристики. В настоящее время имеются данные, что бониниты формировались в предостроводужной обстановке [Fryer et al., 1990; Taylor, Nesbitt, 1992]. Именно к этому типу офиолитов относятся офиолиты массива Троодоса. Тектоническая позиция низкокалиевых и низкотитанистых, деплетированных в отношении высокозарядных элементов базальтов и андезитов из дайкового и эффузивного комплексов Ганкуваямской офиолитовой пластины связывается с обстановкой supra-subduction [Krylov, Grigoriev, 1992; Khanchuk, Panchenko, 1994; Крылов и др., 1995; Соколов и др., 1996]. Если принять во внимание сходство ПКТ и гранитов Троодоса, а также упомянутую выше интерпретацию тектонической позиции даек и вулканитов Ганкуваямской пластины, то процесс формирования ПКТ также можно связывать с обстановкой supra-subduction zone. В то же время, графики ПКТ сходны также с такими типами гранитов внутри-



Рис. 13. Вариационные диаграммы Харкера для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, роговообманкового габбро из верхней части разреза габброидного комплекса, дацитов лавового комплекса

1-4 – породы Куюльского офиолитового разреза: 1 – плагиограниты, 2 – диоритовые порфириты дайкового комплекса, 3 – роговообманковое габбро из верхней части габброидного комплекса, 4 – дациты лавового комплекса; 5, 6 – экспериментальные составы: 5 – с высоким содержанием кремнезема, полученные в результате частичного плавления толеита и оливинового толеита, анализы взяты из: [Helz, 1976], 6 – жидкостей с высоким содержанием кремнезема, полученные в экспериментах по несмесимости силикатных расплавов, анализы взяты из: [Dixon, Rutherford, 1979]



Рис. 14. Вариационные диаграммы Харкера для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, роговообманкового габбро из верхней части разреза габброидного комплекса, дацитов лавового комплекса Условные обозначения см. на рис. 13

океанических островных дуг Пирса, как граниты Позднего интрузивного комплекса Омана и трондьемитами Литл-Порт, Ньюфаундленд (см. рис. 22). На диаграммах Nb-Y и Rb – (Y + Nb) [Pearce et al., 1984] ПКТ попадают в группу гранитов океанических хребтов (рис. 23, 24).



Рис. 15. Вариационные диаграммы Харкера для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, роговообманкового габбро из верхней части разреза габброидного комплекса, дацитов лавового комплекса Условные обозначения см. на рис. 13



Рис. 16. Вариационные диаграммы Харкера для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, роговообманкового габбро из верхней части разреза габброидного комплекса, дацитов лавового комплекса

Условные обозначения см. на рис. 13



Рис. 17. Диаграммы Sr-SiO₂ и Y-SiO₂ для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, роговообманкового габбро из верхней части разреза габброидного комплекса, дацитов лавового комплекса Условные обозначения см. на рис. 13

Изотопные характеристики

В лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН для ПКТ получены отношения 87 Sr/ 86 Sr = 0,70370-0,70460 (табл. 3) и 18 O = +8,3‰. Химиче-



Рис. 18. Диаграммы Zr-SiO₂ и Ba-SiO₂ для плагиогранитов, диоритовых порфиритов дайкового комплекса, роговообманкового габбро из верхней части разреза габброидного комплекса, дацитов лавового комплекса

Условные обозначения см. на рис. 13

ская обработка проб и выделение фракций рубидия и стронция проводились по стандартной методике [Буякайте и др., 1983]. Кислород выделялся из пород реакцией с CIF₃ и затем переводился в CO₂. Изотопный



Рис. 19. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту 1 – плагиограниты Куюльского офиолитового террейна; 2 – кварцевые диориты, офиолитовый массив Троодос, Кипр [Kay, Senechal, 1976]; 3 – плагиограниты из верхней части габбро, офиолитовый массив Самайл, Оман [Coleman, Donato, 1979]; 4 - поле плагиогранитов офиолитового массива Самайл, Оман [Pallister, Knight, 1981]

состав кислорода измеряли на масс-спектрометре МИ-1201В. Значение О даны в промилле относительно стандарта SMOW. Погрешность определения ¹⁸О±2‰. По данным М.Фора [Фор, 1989], для большей части молодых вулканических пород океана, имеющих мантийное происхождение, наблюдаемые отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr лежат в интервале 0,704±0,002. Следовательно, для расплавов, из которых образовались ПКТ, можно предполагать мантийный источник. При этом отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для ПКТ выше, чем таковые для океанических базальтов MORB (в среднем 0,70280 [Engel et al., 1975]) и близки к отношениям ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в островных дугах (в среднем 0,70437 [Engel et al., 1975]); ближе всего эти значения в энсиматических островных дугах. Низкие отношения Rb/Sr в ПКТ не позволяют построить изохрону. Значение ¹⁸O = +8,3‰ ПКТ характерно для гранитов І-типа [Фор, 1989], происхождение которых связывается с плавлением магматических пород, имеющих, в свою очередь, мантийный источник первичных расплавов. На графике Sr-⁸⁷Sr/⁷⁶Sr (рис. 25) ПКТ занимают единую область с базальтами океанического дна, низко-



Рис. 20. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту 1 – плагиограниты; 2–4 – породы дайкового комплекса: 2 – базальты, 3 – андезиты, 4 – дациты. Анализы дацитов, андезитов, базальтов дайкового комплекса взяты из: [Ханчук и др., 1990]

Таблица 3. Rb-Sr анализы плагиогранитов Куюльского офиолитового террейна

Номер образца	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ SR	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Rb/Sr	Rb, r/t	Sr , г/т
1	0,0102	0,70369+4	0,0035	0,539	151,9+0,03
7	0,0108	0,70460+4	0,0037	0,268	71,23+0,03
8	0,0398	0,70433+7	0,0137	0,610	44,35+0,02
9	0,0461	0,70397+5	0,0159	1,513	94,74+0,03
16	0,0086	0,70420+6	0,0029	0,190	64,41+0,02

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН. Аналитик В.С.Григорьев

титанистыми базальтами и плагиогранитами офиолитового комплекса Никойя, Коста-Рика, и резко отличаются от плутонической серии габбро-диорит-гранодиорит Ахомтенского массива Камчатки и от известково-щелочных плутонических пород. Таким образом, родоначальные для ПКТ расплавы имели мантийное происхождение и в образовании ПКТ не участвовал древний коровый материал.



Рис. 21. Спектры плагиогранитов Куюльского офиолитового террейна и различных типов гранитов океанических хребтов, нормированные по составу гипотетического гранита океанических хребтов, по: [Pearce et al., 1984]

1 – плагиограниты Куюльского офиолитового террейна; 2 – граниты Тускани, Италия; 3 – граниты Смартвиль, Сьерра-Невада; 4 – кварцевые диориты 45° с.ш. САХ; 5 – трондьемиты офиолитового массива Троодос, Кипр. 2–5 взяты из: [Pearce et al., 1984]



Рис. 22. Спектры плагиогранитов Куюльского офиолитового террейна и гранитов островных дуг, нормированные по составу гипотетического гранита океанических хребтов, по: [Pearce et al., 1984].

плагиограниты Куюльского офиолитового террейна; 2 – трондьемиты, Нижний интрузивный комплекс, Оман; 3 – трондьемиты Литтл-Порт, Ньюфаундленд; 4 – граниты Ямайки; 5 – граниты Чили. 2–5 взяты из: [Pearce et al., 1984]



Рис. 23. Диаграмма Nb-Y [Pearce et al., 1984] для плагиогранитов Куюльского офиолитового террейна

Граниты: ГОХ - океанических хребтов, ГОД - островных дуг, ВПГ - внутриплитные, СИНКОЛГ – синколлизионные



Рис. 24. Диаграмма Rb - (Y+Nb) [Pearce et al., 1984] для плагиогранитов Куюльского офиолитового террейна Условные обозначения см. на рис. 23.



Рис. 25. Диаграмма ⁸⁷Sr⁴⁶Sr – Sr для плагиогранитов Куюльского офиолитового террейна, базальтов и плагиогранитов офиолитового комплекса Никойя, Коста-Рика; известково-щелочных плутонических пород; габбродиорит-гранодиоритов Ахомтенского массива, Камчатка

Î – плагиограниты, Куюльский офиолитовый террейн; 2–6 – породы офиолитового комплекса Никойя, Коста-Рика, по: [Wildberg, 1987]: 2 – базальты океанического дна, нижний комплекс, 3 – базальты океанического дна, верхний комплекс, 4 – примитивные островодужные толеиты, верхний комплекс, 5 – низкотитанистые базальты, нижний комплекс, 6 – плагиограниты, нижний комплекс; 7 – известковощелочные плутонические породы; 8 – габбро, диориты, гранодиориты Ахомтенского массива, Камчатка

Обсуждение материала

При рассмотрении петро-, геохимических характеристик ПКТ видно, что они имеют сходство как с гранитами океанических хребтов, так и с гранитами островных дуг [Pearce et al., 1984]. С первыми ПКТ сближают низкие содержания в них K₂O, Rb, Sr, Nb, Y и низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Вместе с тем, ПКТ сходны с такими типами гранитов энсиматических островных дуг по Пирсу, как граниты Позднего интрузивного комплекса Омана и трондьемиты Литл-Порт (см. рис. 22) и гранитами офиолитовых массивов Троодоса и Самайл, сформированных в обстановке supra-subduction (см. рис. 19, 21). Неопределенность, возникающая при попытках типизировать ПКТ на основании их геохимической специализации, присутствует и при анализе основных пород Ганкуваямской пластины Куюльского террейна. В приведенных работах нет единства взглядов по этому вопросу, но исследователи сходятся в том, что исходные расплавы отличались от типичных расплавов, характерных для магмогенерации базальтов МОRВ и связывают это главным образом с более сильным обогащением расплава флюидом, но само обогащение объясняют по-разному.

В одном случае, авторы предполагают закупорку магмовыводящего канала по типу Галапагосского центра спрединга и этим объясняют повышенное давление флюида (Г.И.Говоров, А.И.Ханчук в: [Ханчук и др., 1990]). В другом случае на основании геохимии базальтов, а именно: распределения ВЗЭ и РЗЭ, авторы приходят к выводу о формировании всего офиолитового разреза в позиции supra-subduction [Krylov, Grigoriev, 1992; Крылов и др., 1995; Соколов и др., 1996]. Воздействию флюида подвергался мантийный клин, который был сложен мантией, близкой к той, из которой плавятся базальты МОRB. Все это обусловило неопределенность геохимических данных для основных пород Ганкуваямской пластины, т.е. наличие черт, характерных как для базальтов МОRB, так и для базальтов supra-subduction zone [Krylov, Grigoriev, 1992; Крылов и др., 1995; Соколов и др., 1996], и, следовательно, двойственную природу плагиогранитов.

Необходимо отметить, что в более поздней работе А. Ханчук и И. Панченко [Khanchuk, Panchenko, 1994] на основании изучения составов шпинелей в перидотитах делают вывод о происхождении магм в обстановке supra-subduction. По данным С.А. Паланджяна [1992], перидотиты Ганкуваямской пластины принадлежат офиолитам задуговых бассейнов и зарождающихся островных дуг.

Наличие Nb-минимума на диаграммах Пирса [Pearce et al., 1984], аналогичного тому, который наблюдается в ПКТ, обычно объясняют влиянием зоны субдукции в процессе формирования родоначальных для гранитоидов базальтовых расплавов [Brown et al., 1984; Elton, 1991; Roberts, Clemens, 1993; Pearce, 1996]. В этом случае повышается степень плавления мантийного субстрата и происходит обеднение расплава ниобием. В дальнейшем расплав может фракционировать с образованием пород кислого состава. Таким образом, присутствие Nb-минимума в ПКТ может являться дополнительным свидетельством их надсубдукционного происхождения.

Происхождение ПКТ, вероятно, можно связать с фракционной кристаллизицией основной магмы. На это указывают: 1) наличие единого тренда для плагиогранитов, кислых-средних пород дайкового комплекса и роговообманкового габбро с кварц-плагиоклазовыми прорастаниями в интерстициях на вариационных диаграммах Харкера (см. рис. 13-16); 2) сходство графиков распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, для плагиогранитов, пород дайкового и лавового комплексов (от основных до кислых) (см. рис. 20). На вариационные диаграммы Харкера нанесены также данные экспериментов по частичному плавлению толеита и оливинового толеита [Helz, 1976] и точки составов жидкостей с высоким содержанием кремнезема, полученные в экспериментах по несмесимости силикатных расплавов [Dixon, Rutherford, 1979]. Эксперименты по частичному плавлению толеита и оливинового толеита проводились при $P_{\rm H20}$ =5 кбар, T=680–1045°C с участием буферов, кварцфаялит-магнетитового (QFM) и гематит-магнетитового (HM). Тренд частичного плавления значительно отличается от тренда ПКТ, поэтому трудно объяснить их образование в результате этого процесса, что позволяет исключить модель частичного плавления из рассмотрения.

Ликвационные составы высококремнеземистых жидкостей расположены вблизи тренда ПКТ на диаграммах Al₂O₃-SiO₂, MgO-SiO₂, CaO-SiO₂ (см. рис. 13-15). Однако содержания в них TiO₂, K₂O, P₂O₅ значительно превышают таковые для ПКТ, а содержания Na₂O, наоборот, понижены (см. рис. 13-16). Кроме того, в экспериментах [Dixon, Rutherford, 1979] жидкость основного состава, образующаяся в результате несмесимости, должна обладать высокими содержаниями железа. В офиолитовом разрезе Ганкуваямской пластины основные породы, габбро из полосчатого комплекса и диабазы дайкового комплекса, имеют меньшие содержания железа. По данным: [Watson, 1976], обогащенные SiO₂ жидкости, полученные в результате несмесимости, должны быть в 4-6 раз обогащены РЗЭ по сравнению с основной жидкостью. Для пород Ганкуваямской пластины содержания РЗЭ в плагиогранитах близки, хотя и повышены по сравнению с содержаниями РЗЭ в базальтах, андезитах, дацитах как дайкового, так и лавового комплексов, т.е. такого большого обогащения РЗЭ в ПКТ не наблюдается. Таким образом, приведенные данные показывают, что модель фракционной кристаллизации основной магмы является наиболее приемлемой для образования ПКТ.

Выводы

1. Появление плагиогранитов в разрезе офиолитов Куюльского массива примерно совпадает по времени с формированием дайкового комплекса. Часть даек попадает в плагиограниты в виде включений. Имеются также дайки, которые, в свою очередь, секут плагиограниты. Это указывает на совместное образование даек и плагиогранитов в условиях растяжения, подобных существующим в спрединговых центрах.

2. Происхождение ПКТ, вероятно, связано с процессом фракционной кристаллизации базальтовой магмы в верхней части камеры, на фоне которого мог быть проявлен фильтр-прессинг.

3. ПКТ имеют смешанные характеристики по различным петро- и геохимическим параметрам. Ряд признаков (низкие содержания K₂O, Rb, Sr, Nb, Y, низкие отношения ⁸⁷Sr/⁹⁶Sr) сближают их с гранитами океанических хребтов. По другим характеристикам, ПКТ сходны с гранитами supra-subduction zone (граниты офиолитовых массивов Троодос, Самайл) и гранитами энсиматических островных дуг (граниты Позднего интрузивного комплекса Омана и трондьемиты Литтл-Порт). Таким образом, совокупность данных указывает на формирование плагиогранитов в условиях спрединга над сейсмофокальной зоной. Родоначальные для плагиогранитов базальтовые расплавы образовались из мантии типа MORB при ее интенсивном продуве флюидами.

Глава 3

Аккреционный плагиогранитный магматизм, Эконайский террейн, Корякское нагорье

Геологический очерк

Корякское нагорье – это гигантское аккреционное покровноскладчатое сооружение, в пределах которого аллохтоны сложены разнообразными океаническими, островодужными, междуговыми и окраинно-морскими структурно-вещественными комплексами (террейнами) [Руженцев и др., 1982; Ставский и др. 1988; Крылов и др., 1989; Соколов, 1992] (рис. 26). Всю структуру восточной части Корякского нагорья было предложено рассматривать как две крупные покровные системы (сложные террейны): Корякскую (КСП) и Эконайскую (ЭСП), которые различаются способом и временем формирования, а также составом слагающих их комплексов [Руженцев и др., 1982]. При этом палинспастические реконструкции для позднего мезозоя указывают на то, что комплексы, которые слагают ныне тектонические покровы, вошедшие в ЭСП, располагались ближе к мезозойскому Тихому океану или в его пределах [Соколов, 1992], а островодужные комплексы КСП располагались дальше от него в сторону континента.

ЭСП имеет сложную покровно-складчатую структуру, в которой наиболее древние океанические комплексы палеозойского и раннемезозойского возраста занимают наиболее высокое положение (Эконайский аллохтон [Руженцев и др., 1982]), а наиболее молодые, позднеюрскогопозднемелового возраста, занимают нижнее структурное положение (Янранайская аккреционная призма [Григорьев и др., 1987]). Пакет пластин Янранайской аккреционной призмы, собранный из океанических комплексов, является относительным автохтоном для более верхних тектонических покровов, сложенных офиолитами, островодужными и предостроводужными образованиями [Руженцев и др., 1982; Ставский и др., 1988; Крылов и др. 1989]. Формирование такой структуры происходило в несколько этапов и является следствием последовательного поддвига со стороны океана все более молодых комплексов. Предполагается, что процесс субдукции шел более или менее постоянно, а вхождение океанических комплексов в структуру происходило в несколько этапов, этапов аккреции [Григорьев и др., 1987; Крылов, 1986; Крылов, Лучицкая, 1989; Соколов, 1992].



Рис. 26. Схема террейнов Корякского нагорья

1-9 – террейны: 1 – ОЛ – Олюторский; 2 – ЯН – Янранайский; 3 – АЛ – Алганский; 4 – КУ – Куюльский; 5 – МН – Майницкий; 6 – ЭК – Эконайский; 7 – АВ – Алькатваамский; 8 – ГА – Ганычаланский; 9 – ВК – Великореченский; 10 – АН – Айнынский; 11 – четвертичные отложения; 12 – тектонические нарушения: а – сбросы, сдвиги; 6 – надвиги; 13 – стратиграфические границы В ЭСП достаточно широко развиты разнообразные плагиограниты [Пейве, 1984; Юркова, Пейве, 1986; Крылов, 1986; Соколов, 1992; Паланджян, 1997].

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. Подробная информация о плагиогранитах офиолитов представлена в монографии А.А. Пейве [1984]. Он выделяет их в составе офиолитового комплекса горы Нанкей и горы Эконай и рассматривает как конечные дифференциаты основной магмы и породы переходной стадии эволюции эконайской океанической коры.

Ко второму типу можно отнести метасоматические плагиограниты, образование которых связывают с воздействием флюидов на вмещающие интрузивные плагиограниты породы в поздне- и послемагматическую стадии [Юркова, Пейве, 1986] или с гидротермально-метасоматическим окварцеванием метагабброидов при внедрении кварцевых кератофиров и микроплагиогранит-порфиров (Россамашинский меланж) [Юркова и др., 1984].

Неизученным остался третий тип плагиогранитов, к которому относятся небольшие интрузии и дайки, рвущие полосчатый комплекс, габброиды и вулканогенно-кремнистые породы верхнего палеозоя – нижнего мезозоя.

На рис. 27–29 приведены крупномасштабные геологические карты с примерами структурного положения тел плагиогранитного состава. На этих картах видно, что существует два типа тел плагиогранитов, занимающих различное структурное положение и различающихся по возрасту [Крылов, 1986; Крылов и др., 1989].

Среднеюрские плагиограниты прорывают позднепалеозойско-триасраннеюрские вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-карбонатные 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. 27). 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. 27).

В отличие от них среднемеловые плагиограниты прорывают верхнеюрско-нижнемеловые комплексы янранайской аккреционной призмы [Ру-



Рис. 27. Геологическая схема района нижнего течения р. Инаськваям-І – правого притока р. Хатырки (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 – 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]); 6, 7 – аккреционные плагиограниты: 6 – среднемеловые, 7 – среднеюрские; 8 – вулканогеннокремнистые образования позднего палеозоя – триаса – ранней юры (Эконайский аллохтон); 9 – границы: а – геологические, 6 – тектонические; 10 – надвиги; 11 – места находок палеонтологических остатков; 12 – базальный горизонт с конгломератами в основании; 13 – элементы залегания женцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987] (см. рис. 27, 28), а также среднеюрские плагиограниты (см. рис. 29). Янранайский комплекс имеет в своем составе три тектонических покрова, сложенных разновозрастными вулканогенно-кремнистыми образованиями, среди которых выделяются нормальные океанические базальты и базальты океанических островов или поднятий [Крылов, 1986; Григорьев и др., 1987]. Плагиограниты этого возраста рвут также Эконайский аллохтон, представленный мощным пакетом покровов (см. рис. 28). 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. Четкая временная и структурная приуроченность плагиогранитов ЭСП к этапам аккреции, а также их геохимическая специализация, которая будет рассмотрена ниже, позволяет выделить этот тип магматизма как самостоятельный, аккреционный [Крылов и др., 1989; Крылов, Лучицкая, 1989; Крылов, Лучицкая, 1999].

Петрографический состав

Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, реже субофитовую и гранофировую. Последние указывают на гипабиссальное происхождение пород. Плагиограниты состоят преимущественно из плагиоклаза андезин-олигоклазового 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. 30) кислые породы ЭСП занимают преимущественно поле трондьемитов и располагаются вдоль габбротрондьемитового тренда по стороне Na₂O-CaO треугольника на диаграмме Na₂O-K₂O-CaO (рис. 31). Они являются низкокалиевыми (0,08– 1,4% K₂O, табл. 4) и низкоглиноземистыми (10,57–15,56% Al₂O₃, см. табл. 4) породами, что сближает их с плагиогранитами офиолитов. Большая часть составов плагиогранитов располагается в поле океанических плагиогранитов на диаграмме Колмана K₂O-SiO₂ (рис. 32).



Рис. 28. Геологическая схема района 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, 6 – тектонические; 10 – элементы залегания и места находок палеонтологических остатков



Рис. 29. Геологическая схема левобережья р. Келенайвеем (левого притока р. Опухи). Составили К.А.Крылов, С.В.Руженцев, С.Г.Бялобжеский, С.Д.Соколов, В.П.Похиалайнен

1 – четвертичные русловые отложения; 2, 3 – туфотерригенные отложения кэнкеренской свиты готерив-барремского возраста (2) и пекульнейской свиты киммеридж-валанжинского возраста (3) – промежуточный неоавтохтон [Григорьев и др., 1987] или накыпыйлякский покров [Руженцев и др., 1982]; 4 – вулканогеннокремнистые образования позднего палеозоя – позднего триаса – аллохтонный комплекс; 5 – дайки основного состава предположительно палеоценового возраста; 6 – горизонт конгломератов; 7, 8 – аккреционные плагиограниты: 7 – среднемеловые, 8 – среднеюрские; 9 – границы: а – геологические, 6 – тектонические; 10 – элементы залегания



Рис. 30. Диаграмма Аb-Ап-Ог для среднемеловых и среднеюрских плагиогранитов Эконайского террейна

А-Е - стандартные поля для разных типов кислых пород: А - тоналиты, В - гранодиориты, С – адамелиты, D – трондьемиты, Е – граниты



Рис. 31. Диаграмма Na₂O--К₂O--СаО для среднемеловых и среднеюрских плагиогранитов Эконайского террейна 1, 2 – тренды: 1 – габбро-трондьемитовый, 2 – известково-щелочной

						1				
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	67,99	69,21	69,56	70,04	70,14	70,77	71,24	71,40	71,48	71,76
TiO ₂	0,22	0,24	0,33	0,35	0,41	0,65	0,22	0,33	0,31	0,33
Al_2O_3	14,00	14,44	14,97	12,96	14,91	15,56	12,70	13,10	14,20	12,7
Fe ₂ O ₃	1,40	0,62	0,9	2,09	0,46	0,63	1,07	2,15	0,51	0,85
FeO	2,05	1,60	3,16	2,8	3,10	2,91	1,94	1,50	3,40	1,98
MnO	0,08	0,02	0,13	0,45	0,08	0,17	0,07	0,06	0,12	0,03
MgO	1,63	1,70	2,11	1,6	2,26	1,72	0,99	1,12	1,88	1,18
CaO	1,85	1,87	1,47	2,75	0,90	2,46	1,51	1,45	1,20	1,49
Na_2O	5,00	5,20	4,6	3,8	5,68	3,97	4,25	5,39	4,90	4,92
K ₂ O	0,78	1,10	0,35	0,16	0,18	1,02	1,00	0,57	0,08	0,89
P_2O_5	0,09	0,02	0,088	0,25	0,08	0,19	0,07	0,04	0,03	0,02
п.п.п.	3,4	3	2,21	2,26	1,50		3	1,65	1,74	2,02
Сумма	98,49	99,02	99,88	99,51	99,70	100,05	98,06	98,76	99,85	98,17
Ba	94	179	-	167	-	2700	165	358	_	269
Sr	_	-	-	180	-	410	-	-	_	120
Rb	-	-	-	4	-	18	-	-	-	17
Zr	_		-	17	-	93	-	-	-	110
Nb	_	-	-	2	-	4	-	-	-	2,6
Y	_	-	-	20	-	20	-	-	-	21
Hf		-	_	_	_	_	_	_	_	-
U	_	-	_	-	-	-	-	-	-	-
Th	_	_	_	-	-	_	-	_	_	-
La	6,0	_	_	11,0	-	12,0	4,6	_	-	5,0
Ce	12,5	_	_	17,0	-	23,0	12,1		_	12,0
Ňd	6,1	-	_	11,0	-	14,0	7,6	_	_	8,2
Śm	1,7	-	-	3,2	_	3,2	1,8	_	_	2,4
Eu	0,3	-		0,9	-	0,8	0,4	_	_	0,6
Gd	-	-	_		-	-	_	_	-	-
Er	2,4	_		1,7		-	2,1	_	-	-
ТЬ		_	_	0,6	-	0,6	_	_	_	0,6
Yb	2,4	_	_	1,9	-	2,1	2,3	_	_	2,6
Lu	_	_	_	0,3	-	0,3	-	_	_	0,4
La,/Yb,	7,6	<u> </u>	_	3,87		3,82	3,8	_	_	1,29
La./Sm.	1,81		_	1,25		1,69	5,26		_	1,17
Ce*/Ce,	0,93	-		0,7		0,8	0,91	_	_	1
Eu*/Eu		-		0,80	-	0,74	_	_	_	0,62

Таблица 4. Содержание главных элементов (в мас.%) и элементов-примесей

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитическом центре ГИН РАН. Редкие элементы определены методом рентгенофлуоресцентного анализа, аналитик Н.А.Солен-кова, редкоземельные элементы - методом нейтронной активации, аналитик С.М.Ляпунов.

11	12	13	14	15	16	18	19	20	21	22
71,84	71,87	72,2	72,22	73,1	73,58	74,4	77,25	77,33	77,44	77,58
0,33	0,44	0,35	0,34	0,42	0,28	0,44	0,17	0,36	0,26	0,17
12,02	12,5	13,58	13,7	13,29	12,53	12,34	10,57	7,04	12,5	11,45
1,7	2,78	0,26	0,77	1,04	1,66	1,68	1,7	3,85	0,96	0,51
1,55	1,94	2,23	2,72	2,59	1,5	1,36	1,36	1,82	1,33	1,56
0,06	0,02	0,08	0,1	0,08	0,03	_ 0,05	0,04	0,71	0,04	0,05
1,2	0,8	1,63	1,8	1,79	0,73	1,07	0,5	1,99	0,9	0,63
1,68	1,54	2	1,41	1,7	1,59	1,12	1,85	1,06	1,5	1,16
5,03	6,03	4,56	4,85	2,44	6,13	5,36	4	0,63	4,86	4,08
0,46	0,17	0,46	0,22	1,25	0,37	0,32	0,25	1,4	0,21	1,36
0,01	0,01	0,077	0,06	0,09	0,01	0,05	0,04	0,13	0,01	0,06
2,58	0,6	2,67	1,6	1,82	0,43	1,38	0,81	3,63		1,36
98,46	98,7	99,85	99,79	99,61	98,84	99,57	98,54	99,95	100,01	99,97
179	200	-	1700	-	210	179	90	1260	99	776
-	1	-	215	190		1	230	-	-	-
_	-	-	4	16	-	-	1	1	-	-
	-	I	42	94	-	1	75	1	-	1
_	-	-	1,1	5,6	-	1	2,7	-	-	-
-	-	1	14	26	-	1	34	-	-	-
_	-	-	1,5	-		-	-	-	-	-
_	-	-	0,8	-	-	_	-	-	-	-
	-	I	0,9	-	-	-	+	-	-	-
3,2	19	-	4,5	10	13	4,6	16	-	9	3,2
7,6	25	-	10	23	7	14,9	32	-	8	7,6
4,8	4	-	6,6	12	7	8,3	18	-	5	4,8
-	-	_	2	2,8	-	_'	4,4	-	-	1,7
0,3	-	-	0,5	0,5	-	0,6	1	-	-	0,3
1	-	-	4,1	-	-	-	-	_	-	-
2,1	-	. –	2,8	-	-	3	ł	-	-	2,1
-	-	-	0,5	0,8	-	-	0,9	-	-	-
2	-	-	1,9	3,3		2,6	3,8	-	-	2
-	-	-	0,3	0,5	-	-	0,5	-	-	-
0,9	-	-	1,58	2,03		1,9	2,82	-	-	0,9
-	-	-	1,17	1,93	-	-	1,71	-	-	1,35
0,57	-	-	0,9	1	-	1,11	0,9	-	-	1,57
-	-	-	0.73	0,47	-	-	0.6	-	-	0.36

(в г/т) в плагиогранитах Эконайского террейна

На графике распределения РЗЭ для плагиогранитов Корякии отмечается небольшое обогащение в легкой части спектра, что находит отражение в La_n/YB_n=0,9–7,6 и La_n/Sm_n=1,17–5,26 (рис. 33). В ряде образцов плагиогранитов ЭСП наблюдается слабая отрицательная аномалия церия Ce*/Ce_n=0,57–0,9 (обр. 1; 4; 6; 7; 11; 14; 19; 22 в табл. 4); фракционировние Eu проявлено слабо, что находит отражение в соотношении Eu*/Eu_n=0,36–0,8, но в целом характерна отрицательная Eu-аномалия. Последняя свидетельствует о процесах фракционирования плагиоклаза при генерации кислой магмы. Дисперсия в легкой части спектра РЗЭ значительная, и в некоторых образцах содержания La и Ce достигают значений, характерных для плагиогранитов офиолитовых комплексов, но при этом характерны более низкие содержания в тяжелой части спектра.

На диаграмму (рис. 34) нанесены кривые, полученные при осреднении составов образцов, нормированных по гипотетическому граниту океанических хребтов (ORG). Сравнение плагиогранитов ЭСП с составом ORG указывает на широкую дисперсию в них К, RB; на значительное превышение концентраций Ва; на значительный дефицит ВЗЭ, в частности, Nb, Ce, Zr, Sm, Y, Yb. Содержания последних в 2–5 раз меньше, чем это должно быть при фракционировании океанического толеита. Плагиограниты ЭСП характеризуются в ряде случаев двукратным дефицитом крупноионных литофильных элементов (КИЛ), даже по отношению к ORG.

На диаграммах Rb – (Y+Nb) и Nb–Y [Pearce et al., 1984] (рис. 35) плагиограниты попадают в поля островодужных и островодужных и синколлизионных гранитов, соответственно.

Обсуждение материала

Для объяснения появления интрузий кислого состава во фронтальной части островной дуги была предложена петрологическая модель [Рингвуд, 1981], в которой предполагается 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 кислой магмы. При реализации такого процесса в природе должна возникать зональность островодужного вулканизма, где во фронте (отстоящем в среднем на 80–130 км от главного пояса островодужного вулканизма) будет располагаться постоянно действующий пояс кислого магматизма, затем – зона основного толеитового, известково-щелочного и щелочного в тыловой части дуги, что в современных островных дугах реализовано лишь частично, без пояса кислого вулканизма во фронте.





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° до 930°С, по: [Сайз, 1984]; 5 – возможная область плавления плагиогранитов; 6 – анализы плагиогранитов



Рис. 33. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту для среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайского террейна



Рис. 34. Спектры среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайского террейна, нормированные на состав гипотетического гранита океанических хребтов, по: [Pearce et al., 1984]

В каждой точке даны средние значения, вертикальными линиями показаны их минимальные и максимальные величины

Это обстоятельство не позволяет принять модель плавления кварцевого эклогита во фронтальной части дуги. Против этой модели говорит и прерывистый характер проявления кислого магматизма. Этот же фактор накладывает ограничения и на модель М. Дефана и М. Драммонда [Drummond, Defant, 1990, 1996], упомянутую в главе 1. Логическим следствием их модели должно быть непрерывное формирование тоналитов-трондьемитов в течение длительного промежутка времени, что не согласуется с дискретным проявлением плагиогранитного магматизма в аккреционной структуре. Модель М. Дефана и М. Драммонда встречает и другие трудности, поскольку при отделении расплава и флюида от пододвигающейся плиты и прохождении его через надсубдукционный мантийный клин должна идти реакция с мантийным веществом клина и происходить плавление последнего с образованием пород бонинитовой серии по модели, предложенной Р.Несбитом и Р.Тейллором [Nesbit, Taylor, 1992].

Самостоятельность тоналит-трондьемитовой (плагиогранитной) формации и ее оторванность, пространственная и временная, от любого другого типа магматизма не позволяет также использовать модели фракционной кристаллизации толеитового основного расплава, обычно применяемую для объяснения происхождения океанических плагиогра-



Рис. 35. Диаграммы Rb - (Y+Nb) и Nb-Y для среднеюрских и среднеме-

ловых плагиогранитов Эконайского террейна Граниты: ГОХ – океанических хребтов, ГОД – островных дуг, ВПГ – внутри-плитные, СИНКОЛГ – синколлизионные

нитов и плагиогранитов островных дуг [Колман, 1979; Колман, Донато, 1983; Pearce et al., 1984]. На невозможность применения модели фракционной кристаллизации также указывают содержания малых и редкоземельных элементов, так как при этом в остаточном расплаве наблюдается накопление КИЛ и ВЗЭ элементов, а также происходит рост содержаний РЗЭ. Кроме того, при фракционировании плагиоклаза наблюдается очень резкая отрицательная аномалия европия в остаточном расплаве [Колман, 1979; Колман, Донато, 1983; Mukasa, Ludden, 1987], которая не наблюдается в описанных выше плагиогранитах.

Структурно-временные ограничения и геохимическая специфика рассмотренного магматизма не позволяют применять ликвационную модель [Лапин, 1988] и все петролого-тектонические модели, разработанные для областей коллизионного магматизма: ремобилизация субконтинентального фундамента или плавление терригенных осадков. Все это заставляет искать новый механизм для объяснения появления интрузивных тел кислого состава в аккреционных комплексах.

Для начала следует оценить состав источника. Несмотря на отсутствие изотопных данных, можно сделать некоторые прикидки, опираясь на известные экспериментальные работы по частичному плавлению различных пород. Как известно, при частичном плавлении метапелитов составы расплавов соответствуют гранитным (К₂O>3%). Для получения низкокалиевых составов надо использовать источник с минимальными концентрациями калия. На диаграмму K₂O-SiO₂ нанесена кривая экспериментальных составов, полученных Р. Хельц [1976] при частичном плавления толеита и приведенная у Б.Сайз [1984] (см. рис. 32). Реальные составы плагиогранитов ЭСП 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%; K₂O=0,1-0,47) [Григорьев и др., 1987; Крылов и др., 1989].

Особенности распределения РЗЭ, наряду с очень низкими содержаниями КИЛ элементов, также могут быть объяснены плавлением такой смеси. За счет кремней она будет несколько обогащена легкими РЗЭ с одновременным обеднением в тяжелой части спектра. Главное состоит в том, что присутствие кремней в смеси позволит увеличить содержаниями SiO₂ в источнике по сравнению с океаническим толеитом без повышения содержаний K₂O. В пользу участия в плавлении пелагических кремнистых осадков говорит и наличие отрицательной аномалии Се в ряде образцов плагиогранитов (см. рис. 33). Для пелагических кремнистых осадков биогенного происхождения характерны низкие содержания РЗЭ, а также КИЛ и ВЗЭ элементов со значительной отрицательной Се-аномалией –Ce*/Ce_n \cong 0,3 (0,08<Ce*/Ce_n<0,5; SiO₂= 86–95%; K₂O=0,1–0,47) [Grigoriev et al., 1994; Крылов, Григорьев, 1997]. Именно такими породами и сложена верхняя часть океанических комплексов позднепалеозойского-мезозойского возраста, обнаруженных в ЭСП и в других аккреционных структурах [Аккреционная тектоника..., 1993; Григорьев и др., 1987; Крылов, Григорьев, 1997; Соколов, 1992; Федорчук, 1988 и т. д.]. Смесь базальтов и кремней в источнике позволяет получить отрицательную аномалию Се (Се*/Се_n ≅ 0,8–0,9) и объяснить низкие содержания РЗЭ, КИЛ и ВЗЭ элементов, наблюдаемые в плагиогранитах ЭСП.

Наибольшую трудность представляет проблема тепла, необходимого для осуществления выплавки плагиогранитов в аккреционных структурах. Как известно из многочисленных работ, температура, необходимая для появления гранитного расплава, сильно зависит от содержания воды [Винклер, 1979]. Имеются экспериментальные оценки необходимых параметров для появления расплавов плагиогранитного состава. Так, при давлении $P_{\rm H2O}$ =4 кбар такой расплав появится при температуре около 700°С. А.Пивинский и П.Уилли [Piwinskii, Wyllie, 1968] приводят температуры солидуса для гранодиорита 705°С и тоналита 725°С ($P_{\rm H2O}$ =2 кбар). Данные, полученные другими авторами при использовании различных смесей и немного отличающиеся по условиям P и T в ходе эксперимента, дают разброс значений в 50°С. Подробный обзор экспериментальных работ приведен в работе В.Иоганнеса [1988].

Наличие водосодержащих минералов в плагиогранитах ЭСП косвенно указывает на то, что расплав был водонасыщенным, а точнее, что $P_s=P_F$. Это позволяет считать, что он имел низкие температуры (в среднем 750° С). В пользу этого также свидетельствует и слабое развитие экструзивных фаций (кератофиров). Водонасыщенные расплавы имеют слабую способность к перемещению. Как только такой расплав поднимается, происходит сброс давления за счет тектономагматической декомпрессии, идет отделение флюида и сразу же происходит кристаллизация, поэтому расплав имеет мало возможностей достигнуть поверхности.

Как следует из геологического описания, плагиограниты ЭСП находятся среди слабометаморфизованных толщ. Метаморфизм толщ, входящих в аккреционную структуру ЭСП, характеризуется давлениями 3– 4 кбар и $T=350-450^{\circ}$ С [Григорьев и др. 1987]. Это характеристики среды, в которую происходило внедрение плагиогранитов, а их выплавление происходило в более глубинных условиях. Как менялись P-T условия с глубиной, мы не можем сейчас установить. В любом случае максимальная оценка дополнительного разогрева, необходимого для начала плавления, не превышает 300° С. Следует заметить, что появление гранитоидов сразу же после остановки движения вслед за фазой аккреции может быть объяснено сложением тепла, полученного за счет диссипативного разогрева в процессе трения, и тепла, обусловленного подъемом изотерм после остановки нисходящего движения погружающегося блока и последующего выравнивания теплового поля. Последнее требует детального изучения, но следует заметить, что новейшие оценки теплового потока в аккреционных структурах показали, что тепловой поток значительно выше, чем ожидалось ранее [Peacock, 1990; Plafker et al., 1989; Sakaguchi, 1996], поэтому, видимо, расчетная геотерма приобретет другой вид, что следует из достаточно простых расчетов, приведенных в работах: [Винклер, 1979; Эрнст, 1979; Рингвуд, 1981; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Peacock, 1987, 1990]. Для аккреционных комплексов Японии расчетный геотермический градиент составляет более 50°/км и даже 90° в момент субдукции хребта [Sakaguchi, 1996].

Предполагаемый тектонический сценарий появления аккреционных плагиогранитов

С долей условности процесс появления плагиогранитного магматизма в аккреционных структурах можно представить в следующем виде. При субдукции нормальной океанической коры аккреционный магматизм отсутствует. Если к зоне субдукции подходит кора с аномальными свойствами, происходят увеличение сцепления между пододвигающейся плитой и надвигающейся островной дугой или краем континента, что приводит к расслоению океанской коры. Аномальная кора отличается либо большой мощностью и, вследствие этого, повышенной плавучестью (океанические поднятия и горы), либо имеет молодой возраст. 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 имеет место 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 сопровождается специфическим типом магматизма, характеризующимся тесной пространственной, структурной и временной связью с аккрецией и специфическими геохимическими параметрами.

2. Плагиограниты, формирование которых связано с этапами аккреции океанических комплексов, образуют самостоятельную магматическую формацию. Для её наименования предлагается название "аккреционные плагиограниты" [Крылов, 1986; Крылов, Лучицкая, 1989].

3. Низкокалиевая специфика аккреционного магматизма связана с плавлением преимущественно пород океанического генезиса – дефицитных в отношении калия.

4. В целом, процесс частичного плавления смеси из верхних частей океанической коры и перекрывающих их океанических осадков – аккреционный магматизм – можно рассматривать как начальную стадию преобразования океанической коры в субконтинентальную. Из полученной субконтинентальной коры уже можно выплавить гранитоиды нормального ряда, характерные для континентальной коры. Появление аккреционных плагиогранитов является одной из первых ступеней в процессе преобразования океанической коры в континентальную.

Глава 4

Аккреционный плагиогранитный магматизм, Вахталкинский блок, Ганальский хребет, Восточная Камчатка

Геологический очерк

Ганальский хребет является частью Восточного неотектонического поднятия, имеющего характер одностороннего горста, погружающегося к востоку и состоящего из серии кулисообразно расположенных хребтов. Ганальский хребет является самым западным из них, в нем к поверхности выведены наиболее древние метаморфические образования Восточной Камчатки.

Первое стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Ганальского хребта было предложено Д.С. Харкевичем [1940], который выделил ряд свит палеозойского возраста: 1) гнейсо-амфиболитовую; 2) филлитовую; 3) зеленых сланцев. При дальнейшем изучении ряд авторов – Б.Ф. Дьяков и Б.В. Тимофеев [1956], В.П. Мокроусов [1961], А.Ф. Марченко [1968], составители 31-го тома Геологии СССР [1964] – относили глубокометаморфизованные в амфиболитовой фации отложения Ганальского хребта к докембрийским образованиям и предполагали наличие углового или стратиграфического несогласия между ними и слабее метаморфизованными отложениями. Метаморфические толщи расчленяли на три свиты: ганальскую (протерозой), стеновую и хейванскую (нижний палеозой) [Геология СССР, 1964].

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 и др. Детальное описание структуры, стратиграфии и состава метаморфических толщ было дано Л.Л. Германом в монографии "Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки" [1978].

По данным В.И. Шульдинера и др. [1979] и Л.Л.Германа [1978], среди метаморфических толщ Ганальского хребта выделяются две серии: ганальская, сложенная полиметаморфическими образованиями, и стеновая, представленная одноактно метаморфизованными породами. Каждая из серий расчленялась на три толщи [Герман, 1978]. По данным геологосьемочных работ, на территории Ганальского хребта выделялся ряд свит снизу вверх: вахталкинская, воеводская, дьявольская, тумханская, кижиченокская, киргуропская. Возраст серий и свит и их соотношение между собой являются достаточно дискуссионными. Возраст ганальской серии на основании сопоставления с аналогичными комплексами окраины Тихого океана считался докембрийским [Герман, 1978; Шульдинер и др., 1979], стеновой серии – нижнепалеозойским, исходя из определений абсолютного возраста Rb-Sr методом в 487 млн лет, полученных для плагиогранит-порфиров, прорывающих метавулканиты стеновой серии [Герман, 1978]. По данным, полученным А.Б. Львовым и др., возраст ганальской серии составляет 2,6 млрд лет (U-Pb метод по цирконам) и 2,0– 1,7 млрд лет (Pb-Pb метод по цирконам).

Таким образом, ряд исследователей [Харкевич, 1940; Мокроусов, 1961; Марченко, 1968; Розен, Марков, 1973; Герман, 1978; Шульдинер и др., 1979], принимающих докембрийский возраст ганальской серии, рассматривают метаморфические толщи Ганальского как выступ древнего консолидированного фундамента, на котором заложились структуры позднемеловой островной дуги Восточной Камчатки. Существует альтернативная точка зрения, согласно которой 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, 1968; Тарарин, 1977].

В результате работ А.В. Рихтера, М.В.Лучицкой в 1986-1989 гг. была составлена следующая схема [Аккреционная тектоника ..., 1993] строения метаморфических образований Ганальского хребта. С юга на север выделяются четыре блока, каждый из которых имеет более сложную внутреннюю структуру: Южный, Вахталкинский, Стеновой и Северный. Выделяются также четыре дозоценовых 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. Необходимо отметить, что, хотя ирунейская свита в рассматриваемом районе имеет преимущественно пирокластический состав и относится авторами к островодужным образованиям, в других районах (в частности, - в Срединном хребте Камчатки) нижние части ирунейской свиты сложены яшмово-базальтовой ассоциацией и относятся к океаническим или окраинно-морским образованиям [Константиновская, 1997].

Южный блок сложен слабометаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации верхнемеловыми пирокластическими образованиями ирунейской свиты. Стеновой блок сложен тектонически совмещенными и совместно метаморфизованными образованиями эффузивно-пирокластического и терригенно-кремнисто-вулканогенного комплексов. Северный блок сложен породами терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса, в его северо-западной части наблюдаются незначительные выходы пород ирунейской свиты. В пределах Стенового блока 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. Автор разделяет эту точку зрения и поэтому не приводит подробного описания этой субвулканической ассоциации и Стенового блока в целом.

Ниже более подробно остановимся на строении Вахталкинского блока. Только в составе Вахталкинского блока и на границе его со Стеновым блоком наблюдаются синкинематические габбро и плагиограниты, которые автор относит к аккреционному типу магматизма и которые ранее в таком качестве не рассматривались.

Контакт Вахталкинского блока с более южным Южным блоком проходит по крутопадающему разлому северо-западного простирания, активно проявлявшему себя в кайнозойское время. На севере Вахталкинский блок сочленяется со Стеновым блоком по сдвиго-надвигу северозападного простирания с юго-восточным падением сместителя.

В составе блока снизу вверх выделяются следующие вещественные комплексы: гранулитовый, терригенно-вулканогенный (ганальская серия), эффузивно-пирокластический (аналог стеновой серии в Стеновом блоке), терригенно-кремнисто-вулканогенный и образования ирунейской свиты. Все комплексы, за исключением гранулитового, находятся в аллохтонном залегании. Неоавтохтонный комплекс представлен терригенными отложениями эоцена.

В центральной части блока расположен Юрчикский габбро-норитовый массив, прорывающий отложения терригенно-вулканогенного комплекса.

Генезис и структурное положение гранулитов являются спорными. Возможно, они являются фрагментами автохтонного комплекса, сопоставимого с колпаковской серией метаморфического комплекса Срединного хребта Камчатки. Этот вывод делается на основании структурного положения габбро-плагиогранитых тел, которое будет рассмотрено ниже.

Терригенно-вулканогенный комплекс соответствует выделяемой здесь ранее [Розен, Марков, 1973; 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 терригенно-вулканогенный комплекс расчленяется на три толщи: эффузивную (вахталкинскую), терригенную (воеводскую) и терригенно-вулканогенную (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; Шульдинер и др., 1979], 242 (Rb-Sr метод), 188, 95–88 и 69–65 млн лет (K-Ar метод) [Герман и др., 1976; Герман, 1978]. По результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования амфиболитов эффузивной толщи возраст прогрессивного метаморфизма составляет 50–47 млн лет [Зинкевич и др., 1993].

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. Апобазальтовые амфиболиты по петрохимическим параметрам относятся к океаническим образованиями [Розен, Марков, 1973; Лучицкая, Рихтер 1989; Аккреционная тектоника ..., 1993] и на различных диаграммах располагаются вдоль тренда базальтов океанических сводовых и глыбовых поднятий [Лучицкая, Рихтер, 1989; Аккреционная тектоника ..., 1993] и в поле океанических базальтов – абиссальных толеитов и толеитов океанических островов [Аккреционная тектоника ..., 1993].

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 железисто-глиноземистые глины.

Венчает видимый разрез комплекса терригенно-вулканогенная толща (дьявольская, мощность более 2000 м). Она сложена 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.

Эффузивно-пирокластический комплекс (стеновая серия) в полном объеме представлен только в Стеновом блоке. В Вахталкинском блоке 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 блока. В ней, так же, как и в Стеновом блоке, присутствуют небольшие субвулканические тела габбро, диоритов и гранитпорфиров. 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 кремнистотуфогенной. 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 марганцевистой рудой (руч. Каменистый, руч. Сумный). Контакт в этом случае с вышележащей терригенной толщей тектонический (рис. 36). В других местах наблюдается постепенный переход через пачку переслаивания к аргиллитам (глинистым сланцам, филлитам) терригенной толщи.

Породы вулканогенной толщи метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиолитовой фации. В зеленых сланцах по эффузивам часто наблюдаются реликтовые вкрапленники плагиоклаза. По данным работы [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-кремнисто-вулканогенного комплекса неизвестен, так как имеющиеся данные крайне противоречивы. Возраст терригенной толщи по цирконам, определенный 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 юрскомеловыми или верхнемеловыми, что отражено в ряде изданных геологических карт. В.П. Зинкевич и Н.В. Цуканов (устное сообщение), изучавшие строение верхнемеловых отложений Восточной Камчатки, предполагают, что терригенная и кремнисто-туфогенная 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.

Структура Вахталкинского блока может быть названа складчатонадвиговой. В центральной части блока выделяется крупная Вахталкинская антиформа (рис. 37). В ее ядре залегают амфиболиты эффузивной (вахталкинской) толщи. Осевая поверхность антиформы огибает габброноритовый массив горы Юрчик, меняя простирание с северо-восточного 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.







← Рис. 37. 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)

1 - четвертичные отложения (а), туфы и эффузивы неогена (б): 2 - терригенные отложения эоцена; 3 - пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела: 4-6 - терригенно-кремнисто-вулканогненный комплекс, толщи: 4 - вулканогенная, 5 - терригенная, 6 - кремнисто-туфогенная; 7-9 - терригенно-эффузивно-пирокластический 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 (льявольская); 13 – горизонт метакарбонатных пород в терригенно-вулканогенной (пьявольской) толще; 14 – породы гранулитовой фации метаморфизма; 15 – субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; 16 – дометаморфические габбронориты и постметаморфические роговообманковые габбро (нерасчлененные); 17 синкинематические габбро (а) и плагиограниты (б); 18 – посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; 19 – элементы залегания слоистости или сланцеватости; 20 – надвиги первой фазы, ограничивающие: а – литопластины, б - чешуи; 21 - сдвиго-надвиги второй фазы, ограничивающие "блоки" (а) и чешуи (б), позднекайнозойские крутопадающие разломы (в); 22 - стратиграфический контакт. Цифры в кружках: 1-4 - складчатые структуры: 1-3 - антиклинали: 1 - Кижиченокская, 2 - р. Собачьей, 3 - Вахталкинская; 4 - Стеновая синклиналь

I- III - зоны контакта между "блоками" (литопластинами): I - Южным и Вахталкинским, II - Вахталкинским и Стеновым, III - Стеновым и Северным

На врезке: положение метаморфических комплексов Ганальского хребта на Камчатке

В юго-восточной части блока 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. 36).

Вулканогенные образования эффузивно-пирокластической толщи нижней пластины смяты в сжатые изоклинальные складки северовосточного простирания с сильной северо-западной вергентностью осевых поверхностей. Здесь также наблюдаются системы срывов с юговосточным падением плоскостей сместителей.

Породы терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса, слагающие наиболее верхнюю пластину, моноклинально погружаются к юговостоку и осложнены серией чешуйчатых надвигов с приразломными изоклинальными складками северо-восточного простирания и с северозападной вергентностью (см. рис. 36). Внутри отдельных чешуй картируются более широкие открытые складки также северо-восточного простирания. Осевые плоскости 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 эпидот-амфиболитовой.



Рис. 38. Геологическое строение северо-западного участка Вахталкинского блока

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенные образования неогена; 3 – терригенные отложения эоцена; 4 – вулканогенные образования верхнего мела; 5 – прогрессивно метаморфизованные отложения Стенового блока, эффузивная толща; 6-8 – 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 Северо-западная часть Вахталкинского блока осложнена зонами чешуйчатых надвигов, развитых внутри терригенно-вулканогенного комплекса (ганальской серии) (рис. 38). На образования терригенновулканогенного 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 блока, можно наблюдать следующий ряд структурных форм [Аккреционная тектоника ..., 1993]. В верхней части верхней пластины, сложенной породами терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса, наблюдаются открытые складки и чешуйчатые надвиги, в ее нижних частях и в подстилающией пластине, сложенной породами эффузивно-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.

Важную роль в структуре Вахталкинского блока играют габбро и прорывающие их плагиограниты (см. рис. 36–38). В литературе по Ганальскому хребту габбро описывались как ортоамфиболиты [Герман, 1978], плагиограниты – как пластовые тела биотит-роговообманковых, роговообманковых и гранат-роговообманковых плагиогранитов (гнейсогранитов) внутри ганальской серии [Герман, 1978].

Конформность пластовых тел габбро и плагиогранитов структуре вмещающих толщ и крупным разрывным нарушениям, текстуры течения, протокластовые структуры, ориентированное расположение слагающих породы минералов указывают, что становление массивов было синкинематическим и они маркируют собой зоны тектонических срывов. Синтектонические габбро-плагиогранитные интрузии присутствуют на разных структурных уровнях: между терригенно-вулканогенным комплексом и прогрессивно метаморфизованной эффузивно-пирокластической толшей (аналог стеновой серии Стенового блока) (см. рис. 37); между последней и терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом, где они образуют мощные тела, погружающиеся к юго-востоку (см. рис. 37, 36); вдоль зон тектонических срывов внутри терригенно-вулканогенного комплекса (см. рис. 38). Наиболее мощные тела габбро и плагиогранитов присутствуют в зоне надвига Вахталкинского блока на Стеновой (см. рис. 37), 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 габброидного массива горы Юрчик с вмещающими породами и в замке Вахталкинской антиформы (см. рис. 37).

Особенностью структурного положения плагиогранитов является их залегание в основании пластины, сложенной неметаморфизованными отложениями верхнего мела на северо-западе Вахталкинского блока. Контакт наблюдался по р. Крутой и на водоразделе рек Воеводской и Крутой (рис. 39). Подстилающими образованиями для верхнемеловой толши (ирунейская свита) являются плагиогнейсы терригенной (воеводской) толщи. Плагиограниты слагают пластовое тело с маломощными иньекциями по сланцеватости в отложения воеводской 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: отстутствие базальных горизонтов в основании верхнемеловых пород и их рассланцевание вблизи контакта с метаморфическими породами терригенной (воеводской) толщи, дискордантность структур и разрыв в степени метаморфизма между верхнемеловыми образованиями и образованиями терригенно-вулканогенного комплекса (ганальская серия).

По данным А.В.Рихтера [Аккреционная тектоника ..., 1993], 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. Последние, хотя и являются более поздними относительно первых для верхних структурных подразделений, но генетически с ними связаны и формировались фактически в один этап структурообразования (на что указывают структуры ганальской серии и положение габброплагиогранитных тел). Время этого этапа определяется как рубеж мела и палеогена на основании участия в надвиговой структуре верхнемеловых толщ и запечатывании всей структуры эоценовыми терригенными толщами. Малочисленные абсолютные датировки возраста плагиогранитов и габбро согласуются с этими данными: К-Аг метод - 65 млн лет (плагиограниты) [Герман, 1978], ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод по плагиоклазу (габбро) – 42 млн лет [Зинкевич и др., 1993]. По данным В.И.Виноградова и др. Виноградов, Буякайте и др., 1991; Виноградов, Григорьев, Кастрыкина, 1991], возраст плагиогранитов миоценовый (7±10 млн лет) (данные Rb-Sr и Sm-Nd методов).

Таким образом, внедрение габбро-плагиогранитных интрузий являлось реакцией на тектоническое совмещение океанических и островодужных комплексов, происходящее во время аккреции.



Рис. 39. Зарисовка контакта полиметаморфических образований терригенно-вулканогенного комплекса и неметаморфизованных вулканогенных отложений верхнего мела

 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

Петрографический состав

Интрузивный комплекс Вахталкинского блока представлен габбро и рвущими их плагиогранитами. Породы среднего состава, диориты, присутствуют в ограниченном количестве.

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 коричневатозеленого биотита, амфибола, серицита, хлорита. На месте роговой об-

													_		
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	46,70	49,32	52,47	52,60	54,68	54,96	62,74	63,44	64,92	65,56	66,47	66 ,56	66,93	67,46	68,63
TiO ₂	0,76	1,04	1,31	1,21	0,93	0,76	0,50	0,88	0,59	0,50	0,42	0,43	0,36	0,49	0,30
Al ₂ O ₃	19,16	15,44	17,98	18,85	17,99	16,56	16,19	15,94	15,81	15,89	15,60	17,73	16,79	15,22	16,09
Fe ₂ O ₃	4,61	4,80	3,88	5,12	3,44	3,50	2,29	2,50	0,87	1,97	1,55	1,10	2,16	2,04	1,38
FeO	5,53	7,62	5,10	3,30	5,07	5,51	1,75	2,56	3,74	2,66	2,73	1,80	0,72	1,94	0,65
MnO	0,24	0,32	0,18	0,17	0,08	0,19	0,12	0,18	0,15	0,05	0,04	0,03	0,11	0,13	0,25
MgO	5,36	6,66	4,34	4,27	4,45	5,18	2,58	2,06	2,76	2,94	2,19	1,44	1,25	1,94	0,86
CaO	10,18	9,57	8,31	8,15	7,27	7,85	5,74	3,59	4,42	4,92	4,11	2,98	3,71	2,94	3,85
Na ₂ O	2,89	2,26	3,37	4,28	3,68	2,93	3,73	6,38	4,65	3,71	4,04	6,14	5,94	5,15	5,25
K ₂ O	0,32	0,34	0,43	0,42	0,52	0,39	0,26	0,37	1,20	1,30	0,89	0,70	0,75	1,02	0,49
P ₂ O ₅	0,34	0,12	0,41	0,24	0,12	0,14	0,13	0,24	0,14	0,08	0,05	0,04	0,12	0,11	0,14
п.л.п.	3,02	1,71	2,01	1,34	1,51	1,90	2,75	1,38	0,58	1,25	0,98	1,56	1,18	0,45	1,39
Сумма	99,11	99,20	99,79	99,95	99,74	99,87	98,78	99,52	99,83	100,80	99,07	100,5	100,02	98,89	99,28
Ba	-	_		-	-	-	-	-	-	-	1	670	-	490	-
Sr	760	-	-	-	-	-	-	-	-	-		790	-	270	730
Rb		~			_	_		-	25	-	-	13	-	10	4
Zr	27	-		-		-	-	_	182	-	-	170	-	130	66
Nb	-	-		-	-	-	-	-	-	-	_	9,7	-	2,1	1,3
Y	12	_	-	-	-	_	-		24		-	8	-	16	6
U	-	~	-			_	-	-	-	-	-	-	-		-
Th	-	-	-			-	-	-	-	-	•		-	•	-
La	7,6	-	-		-		-	•	-		1	16,0		9,7	5,1
Ce	15,0	-	-		-	-	-	-	-	•		30,0		19,0	9,5
Nd		-	-		-	-	-	-	-	-		17,0		12,0	
Sm	2,9	-			-	-	-			-	-	2,9	-	2,9	1,4
Eu	0,9	-		-	-	-	-					0,9	-	0,8	0,4
ТЪ	0,5	-	-	-	-			-	-		-	0,3	-	0,5	0,2
Yb	1,3	-	-	-	_							0,6		1,9	0,6
Lu	0,2	-	-	-	_	-		•	-			0,1		0,3	0,1
La _e /Yb _n	6,09	-	-	-	_	-	-	-	-	-	-	17,83		3,41	5,88
La _n /Sm _n	8,81	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,43	-	1,54	1,59
Ce*/Ce _n	0,53	-		-	_	-	-	-		-	-	0,8	-	0,8	1,1
Eu*/Eu	0,94		-		-		-			-	-	1,01		0,82	0,97

Таблица 5. Содержания главных элементов (в мас. %) и элементов-

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитическом центре ГИН РАН. Редкие элементы определены методом рентгенофлуоресцентного анализа, аналитик Н.А. Соленкова, редкоземельные элементы - методом нейтронной активации, аналитик С.М.Ляпунов. 1-4 - габбро; 5, 6 - диориты; 7, 8 - тоналиты; 9-30 - плагиограниты

	_		_	_	_		_							
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
68,67	68,76	68,82	70,03	70,72	70,76	72,43	72,63	72,64	73,32	73,47	73,66	75,24	76,86	77,73
0,37	0,58	0,59	0,27	0,46	0,19	0,13	0,34	0,32	0,12	0,11	0,16	0,29	0,28	0,33
14,43	14,72	14,14	16,67	11,38	15,83	13,34	14,00	13,09	15,35	15,34	14,82	12,70	12,52	11,88
	1,63	1,23	1,11	1,36	0,76	0,40	1,22	1,48	0,48	0,24	0,84	1,13	0,96	0,64
	2,68	2,51	1,15	3,85	1,08	1,00	1,08	1,29	0,65	0,79	1,02	0,93	0,57	0,86
	0,05	0,07	0,09	0,11	0,14	0,20	0,07	0,07	0,09	0,02	0,06	0,12	0,06	0,05
	2,26	2,32	0,82	3,35	0,88	0,67	0,97	1,32	0,33	0,47	0,53	0,51	0,40	0,47
	3,59	5,20	2,82	3,05	3,83	2,53	2,24	2,68	2,93	3,24	2,80	1,56	2,82	2,44
	2,75	2,87	5,50	2,44	4,55	4,30	4,79	4,70	5,47	5,12	4,46	4,42	4,70	4,08
	0,77	0,66	1,17	0,98	0,86	1,18	0,85	1,29	0,40	0,64	0,44	1,48	0,42	0,45
	0,10	0,13	0,10	0,37	0,11	0,10	0,20	0,02	0,01	0,01	0,06	0,08	0,01	0,01
	2,05	1,79	0,94	1,86	1,54	2,86	0,00	0,80	0,43	0,00	1,09	0,36	1,06	0,34
	99,94	100,33	100,72	99,93	100,53	99,14	98,39	99,70	99,58	99,45	99,94	98,82	100,66	99,28
				,		0	210	270		1				
	· .			_	_	610	170	310	500	780				585
-			-			17	13	14	4					
					-	78	170	98	50	149				-
		-	-	_		2,0	4,6	2,2	1,0		-		=	
			-			7	16	11	2			32		
						1,50								
						1,80	-	_		-	-			-
						10,0	11,0	9,8	2,2	-				-
					-	15,0	21,0	18,0	4,3		-	ь.		
				-		0,0	12,0	9,0						-
		-	-	-	-	1,1	2,5	2,1	0,4		-			
						0,3	0,6	0,5	0,2		- · -		. ·	
_			-			0,1	0,4	0,4	0,1	-	-			
-	-	-		-		0,4	1,8	1,3	0,3	•	-	•	-	
	·					0,1	0,3	0,2	0,1	-	-	-		
-		-		-		_15,2	4,09	5,04	4,33				<u> </u>	
	-	-	-	-	-	3,2	1,97	2,01	2,46		-			-
		-				0,9	0,8	0,8	1,1			<u> </u>		
						1 1 1	0.77	0.72	16					

примесей в габбро и плагиогранитах Вахталкинского блока

манки 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 габбро-плагиогранитных интрузий подробно рассматриваются только для пород кислого состава, т.е. плагиогранитов, из-за недостатка данных по породам основного состава.

На диаграмме Ab-An-Or (рис. 40) породы кислого состава занимают промежуточное поле между полями трондьемитов и тоналитов, а на диаграмме Na₂O-K₂O-CaO (рис. 41) 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, табл. 5), что позволяет классифицировать их как плагиогранит или трондьемит. На диаграмме K₂O-SiO₂ плагиограниты располагаются в пределах поля континентальных трондьемитов (рис. 42) [Колман, Донато, 1983]. Небольшая часть анализов плагиогранитов попадает в поле океанических плагиогранитов [Колман, Донато, 1983].

Содержания РЗЭ в плагиогранитах имеют большой разброс, на уровне приблизительно от 5 до 50 хондритовых (рис. 43). На нормированных по хондриту графиках РЗЭ выделяются две группы пород. Первая группа характеризуется обогащением в легкой части спектра, уплощенным спектром в тяжелой части (La_n/Yb_n=3,41-5,88; 1,54-2,46) (см. табл. 5) и слабой отрицательной Eu-аномалией (Eu*/Eu_n=0,72-0,97) (см. табл. 5), в единичном случае положительной Eu-аномалией (Eu*/Eu_n=1,6) (см. табл. 5). 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) (см. табл. 5). Обеднение тяжелыми РЗЭ может быть объяснено присутствием в рестите граната, который является ми-



Рис. 40. Диаграмма Ab-An-Or для плагиогранитов Вахталкинского блока A-E – стандартные поля для разных типов кислых пород: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамелиты, D – трондьемиты, Е – граниты



Рис. 41. Диаграмма Na₂O-K₂O-CaO для плагиогранитов Вахталкинского блока

1, 2 - тренды: 1 - известково-щелочной, 2 - габбро-трондьемитовый



Рис. 42. Диаграмма K₂O-SiO₂ для плагиогранитов Вахталкинского блока, по: [Колман, Донато, 1983]

1 - океанические плагиограниты; 2 - континентальные трондьемиты

нералом концентратором Y и тяжелых РЗЭ, что также подтверждается наличием граната в амфиболитах эффузивной толщи терригенновулканогенного комплекса. Кроме того, в обеих группах плагиогранитов наблюдается слабая отрицательная Се-аномалия (Ce*/Ce_n=0,8–0,9) (см. табл. 5).

Единственный анализ РЗЭ габбро, характеризуется слабым обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ (см. рис. 43) (La_n/Yb_n=6,09; La_n/Sm_n=8,81), слабой отрицательной Eu-аномалией (Eu*/Eu_n=0,94).

Представление о геохимической специфике плагиогранитов можно получить используя диаграмму, предложенную Дж. Пирсом [Pearce et al., 1984]. На этой диаграмме (рис. 44) для каждой точки нанесены разбросы значений, а также кривые, полученные при осреднении составов образцов, нормированных по ORG. Сравнение составов плагиогранитов Вахталкинского блока со средним составом гранита океанических хребтов указывает на дисперсию в них К, Rb, превышающими значения в океаническом плагиограните; на значительное превышение концентрации Ва и значительный дефицит высокозарядных элементов, в частности, Nb, Ce, Zr, Sm, Y, Yb. Содержания последних в 2–5 раз меньше, чем это должно быть при фракционировании океанического толеита. Содержания ВЗЭ в отдельных образцах плагиогранитов Вахталкинского



Рис. 43. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту для плагиогранитов и габбро Вахталкинского блока

1 – плагиограниты; 2 – габбро



Рис. 44. Спектры плагиогранитов Вахталкинского блока, нормированные по составу гипотетического гранита океанических хребтов, по: [Pearce et al., 1984]

В каждой точке даны средние значения, вертикальными линиями показаны их минимальные и максимальные величины

блока (ВБ) меньше концентраций этих элементов в ORG почти на порядок.

На диаграммах Rb – (Y+Nb) и Nb–Y [Pearce et al., 1984] плагиограниты ВБ попадают в поля гранитов островных дуг или гранитов островных дуг и синколлизионных гранитов, соответственно (рис. 45, 46).

Для оценки состава предполагаемого источника плагиогранитного магматизма использованы диаграммы Sr/Y – Y и Zr/Sm – La/Sm [Drummond et al., 1996] (рис. 47, 48). Плагиограниты ВБ характеризуются высокими отношениями Sr/Y, и их составы следуют кривой частичного плавления источника типа MORB с эклогитовым реститом на диаграмме Sr/Y – Y (см. рис. 47). Такое же их положение фиксируется и на диаграмме Zr/Sm – La/Sm (см. рис. 48).

Обсуждение материала

Приведенный в геологическом очерке материал показывает, что для Вахталкинского блока, как и для Ганальского хребта в целом, фиксируется одновременность 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 объем габбро; 3) для части плагиогранитов характерно наличие крутых спектров РЗЭ, трудно объяснимых дифференциацией имеющегося образца габбро (см. рис. 43). 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 Р-Т 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 терригенновулканогенного комплекса (ганальской серии), ко вторым – верхняя терригенно-вулканогенная толща терригенно-вулканогенного комплекса (ганальской серии), эффузивно-пирокластическая толща (аналог стеновой серии), вулканогенная толща терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса. На возможность участия океанического протолита указывает



Рис. 45. Диаграмма Rb – (Y+Nb) для плагиогранитов Вахталкинского блока

Граниты: ГОХ – океанических хребтов, ГОД – островных дуг, ВПГ – внутриплитные, СИНКОЛГ – синколлизионные



Рис. 46. Диаграмма Nb – У для плагиогранитов Вахталкинского блока Условные обозначения см. на рис. 45



Рис. 47. Диаграмма Sr/Y – Y для плагиогранитов Вахталкинского блока 1 – плагиограниты Вахталкинского блока; 2 – средний состав океанического базальта по: [Gill, 1981]. Кривые 1, 2 на рис. 47, 48 рассчитаны для частичного плавления источника типа MORB с эклогитовым реститом (1), с гранатовым амфиболитом в рестите (2) [Drummond et al., 1996] – степень частичного плавления в 1, 10, 30, 50%.



Рис. 48. Диаграмма Zr/Sm – La/Sm для плагиогранитов Вахталкинского блока Условные обозначения см. на рис. 47

и анализ диаграмм Sr/Y – Y и Zr/Sm – La/Sm (см. рис. 47, 48). Они показывают, что плагиограниты могли образоваться при плавлении источника типа MORB с эклогитом в рестите. Резкое обеднение тяжелыми РЗЭ для ряда анализов плагиогранитов и пониженные содержания иттрия можно связывать с наличием граната в рестите, оставшемся в процессе частичного плавления (см. рис. 43).

Наличие слабой отрицательной Се-аномалии в ряде образцов плагиогранитов (см. рис. 43) дает возможность предполагать участие пелагических кремней в процессе плавления. Прослои кремней присутствуют в составе нижней эффузивной толщи терригенно-вулканогенного комплекса океанического генезиса.

Тот факт, что анализы плагиогранитов попадают в поле гранитов островных дуг на диаграммах Rb – (Y+Nb) и Nb–Y [Pearce et al., 1984] (см. рис. 46, 47) 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. 44).

Выводы

1. Синкинематические интрузии габбро и плагиогранитов маркируют тектонически расслоенную структуру Вахталкинского блока, возникшую на рубеже позднего мела – палеоцена.

2. Внедрение габбро-плагиогранитной формации является реакцией на тектоническое совмещение в процессе аккреции океанических и островодужных комплексов.

3. Пространственная, временная и структурная связи габбро-плагиогранитной формации с процессом аккреции позволяют отнести ее к аккреционному типу магматизма.

4. Геохимические особенности плагиогранитов Вахталкинского блока могут быть объяснены участием в процессе частичного плавления смеси пород различного генезиса, а именно: океанических базальтов, пелагических кремней, островодужных вулканогенных и осадочных пород.

Глава 5

Околожелобовый (преддуговой) тоналиттрондьемитовый магматизм террейнов Чугач, Принс Вильям, Пенинсула, Южная Аляска

Геологический очерк

На Южной и Юго-западной Аляске вкрест простирания структур с юго-востока на северо-запад выделяется ряд крупных тектоностратиграфических террейнов: Принс Вильям, Чугач и Пенинсула. Все они в различное время аккретировали к окраине Северо-Американского континента и в целом образуют гигантскую аккреционную структуру Южной Аляски (рис. 49, 50).

В состав террейна Принс Вильям входят формация Гост Рокс позднемелового-раннепалеоценового возраста и группа Орка позднепалеоценового-среднезоценового возраста [Hill et al., 1981; Plafker et al., 1994]. 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 [Plafker et al., 1989, 1994]. Вулканические породы включают толеитовые базальты и известково-щелочные андезито-базальты и андезиты [Hill et al., 1981; Plafker et al., 1994]. Возраст формации определен как позднемеловой-раннепалеоценовый, так как она содержит известняки с фауной планктонных фораминифер позднемелового (средне-позднемаастрихтского) и палеоценового возраста [Plafker et al., 1994]. Породы метамофизованы в пренит-пумпеллиитовой фации. Формация Гост Рокс рассматривается авторами [Plafker et al., 1989, 1994] 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 [Plafker et al., 1989, 1994]. 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 геохимическим признакам разделяются на: 1) обогащенные базальты; 2) базальты типа N-MORB; 3) низкокалиевые



Рис. 49. Генерализованная схема тектоностратиграфических террейнов Южной-Центральной Аляски и прилегающих районов, по: [Jones et al., 1987]; [Plafker, 1989], с упрощениями. Относительное движение Тихоокеанской плиты по: [Engebretson et al., 1985]

1-8 – террейны: 1 – Юкон-Танана, 2 – Принс Вильям, 3 – Чугач, 4 – Врангелия, 5 – Пенинсула, 6 – Александрия, 7 – Гост-Рокс, 8 – нерасчлененные; 9 – разломы

толеиты; 4) андезито-базальты [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 пренит-пумпеллиитовой-зеленосланцевой фации (биотитовой субафции). На основании палеонтологических находок фораминифер, радиолярий, кокколитов, динофлагеллят, моллюсков и крабов [Plafker et al., 1985] 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 вул-



Рис. 50. Тектоническая схема (А) и региональная геология западной части гор Чугач (Б)

На А: 1 – мезозойско-кайнозойский субдукционный комплекс; 2 – супертеррейн Южной Аляски; 3 – мезозойская сутура

На Б: 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – террейн Чугач: 2 – группа Вальдез, 3 – комплекс Мак-Хьюг; 4–6 – террейн Кник-Ривер: 4 – плутонический субтеррейн, 5 – метаморфический субтеррейн, 6 – тела ультрамафитов; 7 – террейн Пенинсула; 8 – мезозойско-кайнозойские осадочные комплексы, нерасчлененные; 9 – меловые интрузии; 10 – известные третичные разломы гор Северного Чугача

Разломные системы: РКМ – разлом Касл Маунтейн, РИР – разлом Игл Ривер, РСБР – разломная система Бордер Рэйндж

Прямоугольник - местоположение рис. 51

канические породы – фрагменты подводных гор и поднятий [Plafker et al., 1994]. Время аккреции группы Орка к террейну Чугач – 51±3 млн лет.

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 (маастрихтсткий). На основании находок иноцерамов и фораминифер [Plafker et al., 1994], возраст формаций Кодьяк, Шумагин и группы Вальдез установлен как позднекампанский-раннемаастрихтский. 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.

На континентальной окраине в позднемеловое-палеоценовое время функционировала дуга Клюан.

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 [1986] и представляет собой сложно деформированный кристаллический комплекс пород разломной зоны Бордер-Рэйндж (рис. 51), разделяющей террейны Чугач и Пенинсула. По терминологии Д.Ховелла и др. [Howell et al., 1985], он является disrupted terrane. В районе, показанном на рис. 51, террейн



← Рис. 51. Геологическая карта западной части гор Чугач. Составлена Т. Павлисом с соавторами [Pavlis et al., 1988] по материалам: [Pavlis, 1986] и [Burns et al., 1988]

1 – нижнемеловые интрузивные комплексы; 2, 3 – террейн Чугач: 2 – группа Вальдез, 3 – комплекс Мак-Хьюг; 4–6 – террейн Кник-Ривер: 4 – юрский интрузивный комплекс (интенсивно дислоцированные плутоны габбро-диоритов с подчиненным количеством кварцевых диоритов –тоналитов) – раздробленное основание террейна Пенинсула, 5 – тела мафитов–ультрамафитов, 6 –метаморфический комплекс; 7, 8 – террейн Пенинсула: 7 – юрские тоналитовые плутоны, 8 – формация Талкитна А и Б – профили (см. рис. 52)

Кник-Ривер залегает структурно выше комплекса Мак-Хьюг. Террейн Кник-Ривер подразделяется на два субтеррейна. Более северный сложен деформированным плутоническим комлексом преимущественно габбродиоритов и в меньшей степени – кварцевых диоритов-тоналитов раннеюрского возраста (170–195 млн лет [Pavlis, 1983, 1986; Burns, 1985; Burns et al., 1988]), внедрившимся в метаморфические породы амфиболитовой фации. Субтеррейн представляет, таким образом, раздробленный в зоне разломов Бордер-Рэйндж фрагмент террейна Пенинсула, описанного ниже. 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. 51). Полагают, что они являются кумулятами, развитыми в корнях юрской островной дуги террейна Пенинсула [Burns, 1985; Plafker et al., 1989].

Террейн Пенинсула является достаточно сложно построенным образованием и, по определению Дж. Плафкера и др. [1989], состоит из: 1) палеозойских (?) метаморфических пород, фрагменты которых упомянуты выше в составе южной части террейна Кник-Ривер; 2) позднепалеозойских известняков и вулканических пород; 3) позднетриасовых известняков и базальтов; 4) раннеюрских вулканических пород среднего состава; 5) среднеюрских гранитных пород, составляющих наиболее древнюю часть батолита Аляскинско-Алеутского хребта; 6) среднеюрских кластических, вулканокластических и известковистых пород; 7) метаморфизованных пермско-раннеюрских отложений.

В северной части района, показанного на рис. 51, в составе террейна Пенинсула выделяются юрские вулканогенные образования формации Талкитна и ассоциирующие с ними раннеюрские плутоны габбро и тоналитов. По данным Т.Павлиса и др. [Pavlis et al., 1988], они совместно образуют островодужное основание террейна Пенинсула, занимающего верхнее структурное положение в данном районе.

Еще раз кратко остановимся на интерпретации геодинамической позиции перечисленных выше комплексов различных террейнов. Террейн Пенинсула – это островная дуга позднетриасового-раннеюрского возраста. Террейн Кник-Ривер представляет собой раздробленные в зоне разлома Бордер-Рэйндж фрагменты террейна Пенинсула. Комплекс Мак-Хьюг террейна Чугач – это субдукционный меланж позднетриасового-среднемелового возраста, а группа Вальдез террейна Чугач – отложения конуса выноса. Формация Гост Рокс террейна Принс Вильям рассматривается как верхнемеловой-палеоценовый (?) субдукционный меланж, а группа Орка того же террейна – как палеоценовые-эоценовые отложения глубоководного конуса выноса.

Таким образом, аккреционная структура Южной Аляски сложена разновозрастными островодужными, флишевыми, субдукционными и океаническими комплексами, формирование которых происходило вблизи конвергентной границы Тихоокеанской и Северо-Американской плит. Структурными и геохронологическими исследованиями устанавливается многоактная аккреция.

В кратком виде история развития аккреционной структуры выглядит следующим образом. В позднем триасе – ранней юре в результате субдукции океанической плиты Фараллон под континентальную окраину Северной Америки возникла островная дуга Талкитна. Остатки этой дуги и составляют террейн Пенинсула. В поздней юре – раннем мелу на основании террейна Пенинсула 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 террейну Пенинсула 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.

Как и в Корякско-Камчатском регионе, с определенными этапами формирования аккреционной структуры Южной и Юго-Западной Аляски связан тоналит-трондьемитовый магматизм. Фиксируются три этапа тоналиттрондьемитового 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. 50, 51).

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; 2) ⁴⁰Аг/³⁹Аг датировки по роговой обманке 118 млн лет; 3) две Rb/Sr минеральные изохроны – 130 и 133 млн лет, – возраст плутонов считается раннемеловым.



Рис. 52. Разрезы с различным структурным положением раннемеловых интрузивных комплексов

А – синхронные с высокотемпературной пластичной деформацией складчатые дайки (а) и будинированные силлы трондьемитов (б); Б – секущие сланцеватость в породах комплекса Мак-Хьюг постдеформационные тоналитовые плутоны; В – эллипсоид напряжений: в – поле растяжения; г – поле сжатия; S₀ – слоистость; S₁ – первичная сланцеватость

 ультрамафиты; 2 – метаморфический комплекс; 3 – комплекс Мак-Хьюг; 4 – раннемеловые тоналит-трондьемитовые плутоны, дайки и силлы Структурное положение интрузивных тел характеризуется следующими особенностями. Крупные тоналитовые плутоны, как правило, дискордантны надвиговым нарушениям разломной системы Бордер Рэйндж (рис. 52), 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. 52).

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]. По данным Ф.Баркера и др. [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 прорывают верхнемеловые граувакки и аргиллиты формации Кодьяк на о-ве Кодьяк и коррелируемые с ними отложения формации Шумагин на островах Санак и Шумагин [Nilsen, Мооге, 1979]. Мелкие плутоны, возможно связанные с батолитом Кодьяк, интрудируют граувакково-аргиллитовые и зеленосланцевые отложения формации Гост-Рокс о-ва Кодьяк палеоценового возраста (65-45 млн лет) [Hardenbol, Berggren, 1978]). Возраст интрузивов, по данным К-Аг метода, составляет 60 млн лет [Kienle, Turner, 1976]; 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 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, по 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.

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. 53). 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



Рис. 53. Карта размещения эоценовых интрузий на границе террейнов Чугач и Принс Вильям. Составлена Н.Харрисом и др. [Harris et al., 1996] с учетом материалов В. Сиссон и Т. Павлиса [1993]

1 – эоценовые интрузивные тела; 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)

от 10 см до нескольких метров и небольшими штоками, иногда достигающими 80 км в длину (см. рис. 53). 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 связанных с ними этапа магматической активности. Первые три этапа происходили в условиях пластической деформации одновременно с метаморфизмом зеленосланцевой-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.

Петрографический состав, петро-, геохимические 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 роговообманково-биотитовым 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 кварц-альбитовый состав, крупные трондьемитовые дайки содержат мусковит и гранат и обладают крупнозернистой гранитной структурой.

На Ab-An-Or диаграмме интрузивные породы занимают поля тоналитов и трондьемитов (рис. 54, A), а на диаграмме Na₂O-K₂O-CaO следуют габбро-трондьемитовому тренду (рис. 54, Б). На диаграмме K₂O-SiO₂ они попадают в область континентальных трондьемитов (рис. 54, В).

Палеоценовые плутоны представлены биотитовыми тоналитами, биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами и занимают поля гранодиоритов, адамеллитов, гранитов на диаграмме Ab-An-Or (рис. 55). Все они содержат включения метаосадочных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, которые рассматриваются либо



Рис. 54. Диаграммы Ab-An-Or (A), $\dot{N}a_2O-K_2O-CaO$ (Б), K_2O-SiO_2 (В) для нижнемеловых амфиболовых тоналитов, биотитовых тоналитов и контактовых пород [Pavlis et al., 1988]

1, 2 – тоналиты: 1 – амфиболовые, 2 – биотитовые; 3 – контактовые породы; 4 – трондьемитовые дайки; 5,6 – тренды: 5 – известково-щелочной, 6 – габбротрондьемитовый; 7–9 – поля: 7 – океанических плагиогранитов, 8 – континентальных трондьемитов, 9 – континентальных гранофиров

А-Е – стандартные поля для разных типов пород: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамелиты, D – трондьемиты, Е – граниты

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. На диаграмме Ab-An-Or породы попадают преимущественно в поля гранодиоритов, гранитов и незначительно – трондьемитов (см. рис. 55), на диаграмме Na₂O-K₂O-CaO составы пород следуют известково-щелочному тренду (рис. 56). Графики РЗЭ имеют обогащенную легкую часть спектра (рис. 57). По данным М.Хилла с соавторами



Рис. 55. Диаграмма Ab-An-Or для палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов

А-Е – стандартные поля для разных типов пород: А – тоналиты, В – гранодиори-ты, С – адамелиты, D – трондьемиты, Е – граниты



Рис. 56. Диаграмма Na₂O-K₂O-CaO для палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов 1, 2 – тренды: 1 – известково-щелочной, 2 – трондьемитовый



Рис, 57. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту для палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов

[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. Высокие величины ¹⁸О в породах от +10,9 до +13,2‰ сходны с таковыми во вмещающих осадочных породах и свидетельствуют о коровом происхождении кислорода в интрузиях. В начальных отношениях ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr наблюдается разброс от низких значений около 0,7044 до высоких коровых значений порядка 0,7080–0,7090.

Эоценовые интрузивные породы представлены преимущественно тоналитами и трондьемитами, в меньшей степени – гранодиоритами и гранитами. Некоторые из этих пород авторы [Harris et al., 1996] относят к высокоглиноземистым адакитам, сопоставляя их с высокоглиноземистыми тоналитами, трондьемитами, дацитами, описанными М.Драммондом и М.Дефантом [Drummond, Defant, 1990] (см. главу 1). Адакиты среди рассматриваемых тоналитов и трондьемитов характеризуются повышенными содержаниями Sr и пониженными содержаниями Y.

Для нормированных по хондриту графиков РЗЭ магматических пород всех этапов характерно обогащение легкой части спектра (рис. 58). Наименьшие общие содержания РЗЭ отмечаются для даек четвертого этапа. Поля, выделенные по графикам РЗЭ для интрузивных пород пер-



Рис. 58. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту для метаосадочных пород, лейкосомы мигматитов, интрузивных пород первоготретьего этапов, интрузивных пород четвертого этапа [Harris et al., 1996]

 1 – метаосадочные породы; 2 – лейкосома мигматитовых гнейсов по осадочным породам; 3 – интрузивные породы первого-третьего этапов; 4 – интрузивные породы четвертого этапа

вого-третьего этапов, перекрываются в своей верхней части полями, выделенными для метаосадочных пород и лейкосомы мигматитовых гнейсов по осадочным породам (см. рис. 58).

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. 59). 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. Этому же тренду следуют адакиты. Точки составов метаосадочных пород и лейкосомы мигматитовых гнейсов по осадочным породам на графике ε Nd – ⁸⁷Sr/⁸⁶ Sr практически совпадают.

Модель формирования тоналит-трондьемитовых комплексов

Т. Павлис с соавторами [Pavlis et al., 1988] предлагают следующий сценарий тектонического развития района Южной Аляски в мезозое и места в нем раннемелового тоналит-трондьемитового магматизма.



Рис. 59. График єNd – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для метаосадочных пород, лейкосомы мигматитов, интрузивных пород первого-третьего этапов, интрузивных пород четвертого этапа [Harris et al., 1996]

1, 2 – интрузивные породы: 1 – четвертого этапа, 2 – первого-третьего этапов;
3 – лейкосома мигматитовых гнейсов по осадочным породам;
4 – метаосадочные породы;
5 – линия смешения

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 раннее сформированные разломы (рис. 60). Наоборот, на более глубинных уровнях они участвуют в пластической деформации (см. рис. 52, 60) 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. 50, 51, 60), Т. Павлис с соавторами [Pavlis et al., 1988] рассматривают их как особый тип магматизма – околожелобовый трондьемитовый магматизм. Формирование тоналит-трондьемитовой серии в данной тектонической модели авторы [Pavlis et al., 1988] связывают с частичным плавлением амфиболитов или метаграувакк в зоне субдукции на небольших глубинах.

Для обсуждения вопросов генезиса палеоценовых и эоценовых тоналитов-трондьемитов привлечены данные изотопных исследований [Hill et al., 1981; Harris et al., 1996] и экспериментальные данные по плавлению пород [Barker et al., 1991]. Геохимические и изотопные данные по Sr и О для интрузий и вмещающих пород, данные по составу ксенолитов в палеоценовых интрузиях, по мнению авторов [Hill et al., 1981], 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 с низкими значениями величин ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁸O. Его поступление связано с активностью хребта Кула-Фараллон, 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. Гибридная магма. образовавшаяся при смещении двух, основной и кислой, магм, испытывала на заключительном этапе развития некоторое фракционирование состава.

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


Рис. 60. Схема, иллюстрирующая предполагаемый тектонический сценарий развития околожелобового плутонизма, по: [Pavlis et al., 1988]

1-4 – террейн Пенинсула: 1 – чехол, 2 – островодужные вулканиты, 3 – кумуляты (габбро-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 – постаккреционный фундамент континентальной окраины Южной Аляски среднемелового возраста; 11 – надвиги 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 H₂O. Тепло поступало из субдуцирующего спредингового центра плиты Кула.

Данные по РЗЭ и изотопии Sr и Nd для эоценовых тоналитов, трондьемитов, адакитов четко показывают, что существовало 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 [Harris et al., 1996] называть этот тип магматизма преддуговым (fore-arc).

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 известково-щелочная серия, для эоценового – преимущественно тоналиты и трондьемиты, в меньшей степени – гранодиориты, граниты и адакиты.

Заключение

Тоналит-трондьемитовый интрузивный магматизм, наблюдаемый в зоне перехода океан-континент, мог проявляться в различных геодинамических обстановках: 1) в океанических хребтах; 2) в островных дугах; 3) на активной континентальной окраине андийского типа; 5) в аккреционных призмах.

Тоналит-трондьемитовый магматизм может быть связан как с тектоническим процессом растяжения над зоной субдукции, что показано на примере плагиогранитов Куюльского офиолитового террейна, так и с процессом сжатия (плагиограниты Вахталкинского блока Ганальского хребта Камчатки, плагиограниты Эконайского террейна и тоналиты-трондьемиты Южной Аляски). Соответственно, различны и петрологические процессы, приводящие к образованию тоналитов-трондьемитов. В первом случае – это фракционная кристаллизация основной магмы, во втором – анатектическое плавление разноформационных комплексов, входящих в состав аккреционной структуры. Для плагиогранитов Эконайского террейна предлагается модель плавления смеси океанических базальтов и пелагических кремней.

Петрогеохимические характеристики тоналитов-трондьемитов позволяют типизировать их по геодинамическим обстановкам. По содержанию Al₂O₃ тоналиты-трондьемиты подразделяются на две группы: высокоглиноземистые (>15% Al₂O₃) и низкоглиноземистые (<15% Al₂O₃). Высокоглиноземистые тоналиты-трондьемиты (адакиты) характеризуются также высокими отношениями Sr/Y, La/Yb. Рядом авторов [Баркер, 1983; Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996; Martin, 1999] было показано, что эти две группы пород имеют различное происхождение.

Происхождение высокоглиноземистых тоналитов-трондьемитов (адакитов) связывают с частичным плавлением горячей молодой океанической коры при ее преобразовании в амфиболит, гранатовый амфиболит, эклогит [Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996; Martin, 1999; Puchtel et al., 1999]. Этот механизм, по мнению М.Драммонда и М.Дефанта [Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996], действовал, начиная с архейского до настоящего времени.

Низкоглиноземистые тоналиты-трондьемиты могут входить в состав дифференцированной серии базальт-андезит-дацит-риолит, образованной при частичном плавлении мантийного клина над зоной субдукции. Низкоглиноземистые тоналиты-трондьемиты характеризуют офиолитовые комплексы и обстановки океанических хребтов. В данной работе к ним относятся плагиограниты Куюльского офиолитового террейна. Дальнейшее уточнение геохимический специфики тоналит-трондьемитовых комплексов позволит использовать их как индикаторные для расшифровки геодинамической природы вмещающих их террейнов или отдельных этапов их геологической истории. Для Корякско-Камчатского региона впервые выделен аккреционный тип тоналит-трондьемитового магматизма, проявления которого тесно связаны с этапами аккреции океанических и островодужных комплексов или террейнов к континентальной Азиатской окраине. Аккреционный магматизм Корякско-Камчатского региона и околожелобовый (преддуговой) тоналит-трондьемитовый магматизм Южной Аляски имеют как ряд общих черт, так и определенные различия.

Общим является то, что они проявляются одновременно с типично островодужным известково-щелочным магматизмом. Для Южной Аляски это фиксируется достаточно точно, т. е. раннемеловому околожелобовому трондьемитовому магматизму соответствует магматическая дуга Чизана, а палеоценовому и эоценовому преддуговому тоналит-трондьемитовому магматизму – андийская дуга Клюан. Для среднеюрских аккреционных плагиогранитов Эконайского террейна Корякии синхронной магматической островной дуги не наблюдается, она появляется только в поздней юре (Кэнкэренская дуга), и концу ее активности соответствуют среднемеловые аккреционные плагиограниты Эконайского террейна. Для Южной Аляски фронт развития преддугового тоналиттрондьемитового магматизма фиксируется параллелено фронту развития островодужного магматизма на расстоянии от него в сторону океана в среднем на 100–200 км.

Сопоставление времени проявления аккреционного магматизма Корякии и Камчатки и преддугового магматизма Южной Аляски показывает, что ранне-среднемеловой этап характерен для Южной Аляски и Корякии, позднемеловой-палеоценовый – для Южной Аляски и Камчатки. Среднеюрский этап аккреционного магматизма Корякии в других районах аналогов не имеет.

Состав продуктов аккреционного магматизма варьирует для различных районов, что, по-видимому, зависит от характера плавящегося субстрата в аккреционной структуре. Для Эконайского террейна Корякии и Ганальского хребта Камчатки характерны плагиограниты, для раннемелового магматизма Южной Аляски – это преимущественно трондьемиты, следующие габбро-трондьемитовому тренду, для палеоценового – тоналит-гранодиорит-гранитная известково-щелочная серия, для эоценового – преимущественно тоналиты и трондьемиты, в меньшей степени – гранодиориты, граниты и адакиты. По геохимическим признакам (распределению РЗЭ), эоценовые тоналиты, трондьемиты Южной Аляски сходны с плагиогранитами Вахталкинского блока Камчатки.

В целом, проявления тоналит-трондьемитового (плагиогранитного) магматизма в зоне перехода океан-континент представляют собой начальные стадии формирования континентальной коры. Появление аккреционных плагиогранитов является одной из первых ступеней в процессе преобразования океанической коры в континентальную и может рассматриваться как одно из проявлений вертикальной аккреции.

Литература

- Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения Корякско-Анадырской области // Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. С. 5–52
- 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 (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.
- Баркер Ф. Трондьемит: Определение, геологическая обстановка и гипотезы образования // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 9–19.
- Баркер Ф., Миллард мл. Х.Т., при участии Липмана П.В. Четыре серии низкокалиевых кислых пород запада США // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 306–320.
- Борсук А.М., Геншафт Ю.С., Цветков А.А.Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 116–142.
- Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 376. 184 с.
- Винклер Х.Г.Ф. Генезис метаморфических пород / Пер. с англ. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.Л., Луканин А.О., Покровский Б.Г. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 4. С. 930-936.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58-65.
- 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.
- Геология СССР. Т. 31: Камчатская область, Курильские и Командорские острова. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 208 с.
- Герман Л.Л., Шульдинер В.И., Щека С.А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. №. 2. С. 25–35.
- Гилл Джс.Б., Сторк А.Л. Миоценовые низкокалиевые дациты и трондьемиты островов Фиджи // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 456-471.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Пральникова И.Ю. Проблема кингивеемской формации, Корякское нагорье // Тихоокеан. геология. 1992. №1. С. 89–95.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение. М.: Наука, 1987. С. 198–245 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 417).
- Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. №3. С. 59–69.

- Дьяков Б.Ф., Тимофеев Б.В. О возрасте метаморфических пород полуострова Камчатка // Тр.Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. 1956. Вып. 95. Геол. сб. 2. С. 165-170.
- Евланов Ю.Б., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфический комплекс южной части подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 26–36.
- Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М. ⁴⁰Аг³⁹Аг-датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // ДАН. 1993. Т. 333, №. 4. С. 477–480.
- Иванов В.В., Похиалайнен В.П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Тр. СВ. КНИИ ДВНЦ АН СССР. 1973. Вып. 49. С. 70–107.
- Иоганнес В. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов // Мигматиты / Под ред. Дж.Р. Эшуорт. М.: Мир, 1988. С. 53-109.
- Коллерсон К.Д., Бриджуотер Д. Метаморфическая эволюция раннеархейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсов района Саглек, Лабрадор // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 157–203.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 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.
- Коновалов Ю.И., Васильев Б.И., Безверхний В.Л. Новые данные о геологическом строении подводной горы Комахаси-Дайни (Филиппинское море) // Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 52-57.
- Константиновская Е.А. Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. №1. С. 58-74.
- Крылов К.А. Особенности структурного положения плагиогранитов в Эконайской системе покровов (Корякский хребет) // 5-я конференция молодых научных сотрудников ГИН АН СССР. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 3-4.
- Крылов К.А., Григорьев В.Н., Layer P., Heiphetz A.. Выделение в едином офиолитовом разрезе вулканитов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках // Магматизм и геодинамика: Материалы 1-го Всерос. петрограф. совещ. Уфа, 1995. Кн. 1: Магматизм, метаморфизм и металлогения разных геодинамических обстановок. 1995. С. 106–108.
- Крылов К.А., Григорьев В.Н. Рудопроявления в эффузивно-кремнистых океанических комплексах Корякского нагорья // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 2. С. 175–185.
- Крылов К.А., Лучицкая М.В. Аккреционный магматизм // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 40–41.
- 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.
- Лапин И.В. Участие ликвации в образовании кислых и основных пород // Геохимия. 1988. №.7. С. 989–997.
- Лебедев М.М. Верхнемсловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. №. 4. С. 57-89.

- Лебедев М.М. Ганальская метаморфическая зона Камчатки // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1968. С. 85–91.
- *Лучицкая М.В.* Плагиограниты Куюльского офиолитового массива // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 184–197.
- *Лучицкая М.В., Рихтер А.В.* Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
- Львов А.Б. Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет) // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261–271.
- Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1986. №. 7. С. 81–93.
- Магматические горные породы: Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 376 с.
- Малпас Дж. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в Западном Ньюфаундленде: Первое сообщение // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 339–354.
- Мак-Грегор В.Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: Данные по району Готхоб, Западная Гренландия // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131–156.
- Марченко А.Ф. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1968. С. 21–23.
- Михайлов А.Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа // Тр. ВСЕГЕИ. 1962. Т. 73. С. 111–133.
- Мокроусов В.П. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки // Материалы Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Курильских и Командорских островов, 1959 г. М.: Недра, 1961. С. 16–27.
- Мохамед Харун Ахмед, В.И. Фельдман, В.М.Кастрыкина. Условия образования метаморфических пород Ганальского блока (Камчатка) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1998. № 2. С. 23–30.
- Остапенко В.Ф., Нарыжный В.И. О плагиогранитах впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // ДАН СССР. 1976. Т. 229, №. 3. С. 687-690.
- Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
- Паланджян С.А. Гранитонды офиолитовых поясов Корякской складчатой системы // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 354 с.
- Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
- Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки (Пенжинский район). М.:Изд-во АН СССР, 1961. 146 с.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леонов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 222 с.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
- Плафкер Дж. Тектоническая эволюция Аляски: Предварительное синтетическое исследование // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Се-

веро-Западной Пацифики. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 92-121.

- Похиалайнен В.П. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки // Геология и геофизика. 1966. №. 4. С. 90–98.
- Пущаровский Ю.М., Новикова А.С., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–14.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
- Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 27–39.
- Ружениев С.В., Бялобжеский В.Н., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
- Сайз У.Б. Полигенные трондьемиты // Петрология. М.: Наука, 1984. С. 192–200 (27й МГК, С.09. Т.9).
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Труды ГИН; Вып. 479).
- Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Голозубов В.В., Лучицкая М.В., Алексютин М.В. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. №1. С. 47-62.
- Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. №. 6. С. 32-42.
- Тарарин И.А. Геология и петрология зеленосланцевых образований Ганальского хребта Камчатки // Минералогия и петрология метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 10–37.
- *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 371 с.
- Федорчук А.В. Геохимические особенности и тектонические обстановки офиолитового вулканизма // Мафитовые формации зон активизации на разных эталах эволюции литосферы. Новосибирск:Наука, 1988. С. 41–57.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 136 с.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в отроводужных системах Восточной Азии. Владивосток, 1985. 136 с.
- Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносов В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
- Харкевич Д.С. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках // Геолого-петрографические исследования и поиски полезных ископаемых в Центральной Камчатке. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 65–84.
- Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 10–106.
- Шараськин А.Я., Дмитриев Л.В. Проблемы вещественной эволюции коры активных окраин // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. Материалы Междунар. симпоз. Сочи, 1986. М.:Наука, 1986. С. 79–85.

- Шараськин А.Я., Злобин С.К., Кузнецова С.Я. Геохимические особенности офиолитов желоба Тонга // Океанический магматизм – эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 241–249.
- Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Кристаллический фундамент Камчатки: Строение и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80–93.
- Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю. "Стадные батолиты" как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 5. С. 1212-1216.
- Эрнст У. Метаморфизм и древние континентальные окраины // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 265-279.
- Юркова Р.М., Пейве А.А. Кварцевые кератофиры и плагиограниты в офиолитовых комплексах Сахалина и Корякского хребта // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 86–118.
- Юркова Р.М., Пейве А.А., Каледа К.Г., Казимиров А.Д. Метаморфические изменения комплекса габброидов при формировании субконтинентальной коры Корякского хребта // Геотектоника. 1984.¹. 6. С. 66–83.
- Abbott D.H., Hoffman S.E. Archean plate tectonics revisited. 1: Heat flow, spreading rate and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents // Tectonics. 1984. V. 3 (4). N. 4. P. 429-448.
- Alabaster T., Pearce J.A., Malpas J. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 81, N. 3. P. 168–184.
- Aldiss D.T. Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites // Nature. 1981. V. 289, N. 5798. P. 577-578.
- 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.
- Arkani-Hamed J., Jolly W.T. Generation of Archean tonalites // Geology. 1989. V. 17, N. 4. P. 307-310.
- Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on a near-steady-state no continental growth Earth // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1981. V. A301. P. 443-457.
- Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman I.. Geochemistry of the gabbro-dioritetonalite-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., Barker F., Stern T.W. Coast batholith and Taku plutons near Ketchikan, Alaska: Petrography, geochronology, geochemistry, and isotopic character // Am. J. Sci. 1988. V. 288-A. P. 461-489.
- Atherton P. The Coastal batholith of Peru: The product of rapid recycling of "new" crust formed within rifted continental margin // J. Geol. 1990. V. 25. P. 337-349.
- Atherton P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362, N. 3. P. 144–146.
- Aumento F. Diorites from the Mid-Atlanitic ridge at 45°N // Science. 1969. V. 165. P. 1112-1113.
- Barbarin B. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California // Enclaves and granite petrology. 1991. P. 135-154.
- Barker F., Arth J.G. Nature of the Coast batholith, Southeastern Alaska: Are there Archean analogs // J. Geol. Soc. India. 1988. V. 31, N. 1. P. 12-13.
- Barker F., Plafker G., Arth J.G., Ayuso R.A., Farmer G.L., Lull J.S. Paired fore- arc and andean magmatic arcs at 65-47 Ma, Soutern Alaska // International symposium "Granites and geodynamics", magma generation mechanism, properties of melts, geo-

chemistry and metallogeny, Moscow, USSR, 1991: Extended abstracts volume. Moscow: SovGeoinfo, 1991. P. 1-3.

- Barnes Calvin G. Petrology and upward zonation of the Wooley Creek Batholith, Klamath Mountains, California // J. Petrol. 1983. V. 24, N. 4. P. 495-537.
- Beccaluva L., Coltorti M., Deda T., Gjata K., Hoxha L., Kodra A., Pirdeni A., Premti I., Saccani E., Selimi R., Shallo V., Siena F., Tashko A., Tershana A., Turku I., Vranai A. A cross-section through western and eastern ophiolitic belts of Albania (working group meeting of IGCP project N256 – field trip A) // Ofiolitti. 1994a. V. 19, N. 1. P. 3-26.
- Beccaluva L., Coltorti M., Premti I., Saccani É., Siena F., Zeda O. Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the ophiolitic belts of Albania // Ofiolitti. 19946. V. 19, N. 1. 77-96.
- Beccaluva L., Ohnenshtetter D., Ohnenshtetter M., Venturelli S. The trace element geochemistry of Corsican ophiolites // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 64, N. 1. P. 11-31.
- Bonatti E., Honnorez J. Equatorial Mid-Atlantic ridge: Petrological and Sr isotopic evidence for an alpine-type rock // Earth. Plan. Sci. Lett. 1970. V. 9, N. 3. P. 247-257.
- Bortolotti V. Geology and petrology of ophiolitic sequences in the Mirdita region (Northern Albania) // Ofiolitti. 1996. V. 21, N. 1. P. 3-20.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources // J.Geol. Soc. London. 1984. V. 141. P. 413-426.
- 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.
- Burns L.E., Little T.A., Newberry R.J., Decker J.E., Pessel G.H. Preliminary geologic map of parts of the Anchorange C-2, C-3, D-2, and D-3 quadrangles, Alaska, Rep. Invest. 83-10, 3 sheets, Alaska Div. Geol. Geophys. Surv., College, Alaska, 1988, P. 5-15.
- Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranites // J. Geophys. Res. 1975. V. 80, N 8. P. 1099-1108.
- Cortesogno L., Caggero L., Jaho E., Marroni M., Pandoli L., Shtjefanaku D. The gabbroic complex of the western ophiolitic belt, Northern Albania: An example of multilayered sequence in an intermediate-spreading oceanic ridge // Ofiolitti. 1998. V. 23, N. 2. P. 49-64.
- Dixon S.J., Rutherford M.J. Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites // Earth. Plan. Sci. Lett. 1979. V. 45, N. 1. P. 45-60.
- Dixon S.J., Rutherford M.J. Origin of granitic rocks in oceanic crust; an experimental study // Eos. Trans. Am. Geophys. Union. 1980. V. 61, N. 17. P. 411.
- Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. V. 95, N. B13. P. 21503-21521.
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P K.. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences. 1996. V. 87. P. 205-215.
- Elton D. Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone // Nature. 1991. V. 354, N. 6349. P. 141-143.
- Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 206. 59 p.
- Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V.76. P. 719–734.
- Engel C.G., Fisher R.L. Granitic to ultramafic complexes of the Indian ocean ridge system, Westren Indian Ocean // Bull. Geol. Soc. Am. 1975. V. 86, N. 11. P. 1153-1178.

- Fryer P., Pearce J.A., Tokking L.B. et al. Introduction, Proceedings of ocean drilling program // Initial Reports Colledge Station: Texas University, 1990. V. 125. P. 5-14.
- Fyse W.S. The evolution of the earth's crust: Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics?// Chem. Geol. 1978. V. 23, N. 2. P. 89-115.
- Gerlach D.C., Leeman W.P., Ave Lallement H.G. Petrology and geochemistry in Canyon Mountain ophiolite, Oregon // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77, N. 2. P. 82–92.
- Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Springler-Verlag, 1981. 275 p
- Grigoriev V.N., Krylov K.A., Sokolov S.D. Accreted complexes of the Mesozoic ocean crust (Koryak Highlands). ICAM, US Dept. of Interior, Anchorage, Alaska, 1994. P. 217-223.
- Hardenpol J., Berggren W.A. A new Paleogene numerical time scale, in Contributions to the Geologic Time Scale, AAPG Stud. In Geol. Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir. 1978. N. 6. P. 213-234.
- Harris N.R., Sisson V.B., Wright J.E., Pavlis T.L. Evidence for eocene mafic underplating during fore-arc intrusive activity, eastern Chugach Mountains, Alaska // Geology. 1996. V. 24, N. 24. P. 263-266.
- Hedge C.E., Futa K., Engel C.G., Fisher R.L. Rare earth abundances and Rb-Sr systematics of basalts, gabbro, anorthosite and minor granitic rocks from the indian ocean ridge system, Western Indian ocean // Conrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 68. P. 373-376.
- Helz R.T. Phase relations of basalts in their melting ranges at P_{H20}=5 kb. Part 2: Melt compositions // J. Petrol. 1976. V. 17, N. 1. 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. 1981. V. 86, N. B11. P. 10569–10590.
- Howell D.G., Jones D.L., Schermer.R. Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region, in Tectonostratigraphic terranies of the circum-Pacific region // Earth Sci. Ser. V. 1, 1985. P. 3–30.
- Hunter D.R. The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: A preliminary study//Precam. Res. 1978. V. 7, N. 2. P. 105–127.
- Ishizaka K., Yanagi T. Occurence of oceanic plagiogranites in the older tectonic zone, Southwest Japan // Earth. Plan. Sci. Lett. 1975. V. 27. P. 371-378.
- Jahn B.M., Glikson A.Y., Kroner A. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: A case for long crustal residence time // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 398-408.
- Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G. Lithotectonic terrane map of the North American Cordillera // US Geological Survey Open-File Report 84-523. 1987. P.A1-12, 4 sheets, scale 1:2 500 000.
- Kanaris-Sotiriou R., Gibb G.F.G. Short paper: Plagiogranitic differentiation in MORBtype sills of the Faeroe-Shetland Basin // J. Geol. Soc. London. 1989. V. 146, pt. 4. P. 607-610.
- Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific oceanic crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 117-132.
- Kay R.W., Senechal R.G. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. N. 5. P. 964-970.
- Khanchuk A.I., Panchenko I.V. Mineral assemblages of the Gankuvayam ophiolitic section in the Kuyul ophiolitic terrane of the Russia Far East // Ofioliti. 1994. V. 19, N 2a. P. 257-268.
- Kienle J., Turner D.L. The Shumagin-Kodiak batholith A Paleocene magmatic arc? Alaska Dep. Nat. Res., Juneau // Geol. Rep. 1976. V. 51. P. 9–11.

- Kojima Satoru. Mesozoic terrane accretion in Northern China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeogr. Palaeclimatol. Palaeocol. 1989. V. 69, N. 3-4. P. 213-232.
- Krylov K.A., Grigoriev V.N. Kuyul ophiolite complex. Northern Kamchatka, USSR: Abstr. 29 IGC., Kyoto, Japan, 24 aug.- 3 sept. 1992. Kyoto, 1992. V. 1 of 3. P. 13.
- Lanphere M.A., Jones D.L. Cretaceous time scale from North America, in Conrributions to the Geologic Time Scale // AAPG Stud. In Geol. Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir. 1978. N. 6. P. 259-268.
- Lelikov E.P., Malyarenro A.N. Mesozoic-Cenozoic granitoids in the Pacific marginal seas // Geology, geophysics, geochemistry and metallogeny of the transition zone from the asiatic continent to the Pacific ocean (Two volumes) V. 1. Vladivostok:Dalnauka, 1993. P. 102-109.
- Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subductionzone magmas // Geology. 1986. V. 14, N. 9. P. 753-756.
- Martin H. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry // J. Petrol. 1987. V. 28. P. 921–953.
- Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411-429.
- Moore J.C., Silver E.A. Continentaal margin tectonics: Submarine accretionary prisms // Rev. Geophys. 1987. V. 25, N. 6. P. 1305–1312.
- Mukasa S.B., Ludden J.N. Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance // Geology. 1987. V. 15, N. 9. P. 825-828.
- Myashiro A., Shido F., Ewing M. Crystallisation and differentiation in abyssal tholeites and gabbros from mid-oceanic ridges // Earth. Plan. Sci. Lett. 1970. V. 7, N. 3. P. 361-366.
- Nagler T.F., Frei R. True K-feldspar in oceanic crust (Masirah ophiolite, Sultanate-of-Oman) - a U-Pb and Sm-Nd isotope study // Chemical geology. 1997. V. 138, N. 1/2. P. 119-126.
- Nesbit R.W., Taylor R.N. A geochemical transect of the Izu-Bonin arc-trench system // Ofioliti. 1992. 1992. V. 17, N. 1. P. 57-71.
- Nilsen T.H., Moore G.W. Reconnaissance study of Upper Cretaceous to Miocene stratigraphic units and sedimentary facies, Kodiak and adjacent islands, Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1979. V. 34. 1093-1129.
- Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. Comparison between Corsican ophiolitic albitites and oceanic plagiogranites in Symp. // On tectonic inclusions and associated rocks in serpentinites, Geneve, 1979, Arch. Sci. Geneve 33. 1980. P. 201-220.
- Ohnenstetter M., Ohnenstetter D., Vidal Ph., Cornichet J., Hermitte D., Mace J., Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: Consequences for oceanic expansion in Jurassic times // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 54. P. 397-408.
- Onstott T.C., Sisson V.B., Turner D.L. Initial argon in amphibole from the Chugach Mountains, southern Alasks // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4361-4372.
- Page R.A., Plafker G., Fuis G.S., Nokleberg W.J., Ambos E.A., Mooney W.D., Campbell D.L. Accretion and subduction tectonics in the Chugach Mountains and Cooper River Basin, Alaska: Initial results of the Trans-Alaska Crustal Transect TACT // Geology. 1986. V. 14, N. 6. P. 501-505.
- Pallister J.K., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N. B4. P. 2673-2697.
- Pavlis T.L. Pre-Cretaceous crystalline rocks of the western Chugach Mountains, Alaska: Nature of the basement of the Jurassic Peninsular Terrane // Geol. Soc. Am. Bull. 1983. V. 94. P. 1329-1344.

- Pavlis T.L. Geology of the Anchorage C-5 Quadrangle, Alaska, Public Data File 86-7, Alaska div. of geol. and geophys. surv. College, Alaska, 1986. 56 p.
- Pavlis T.L., Monteverde D.H., Bowman J.R., Rubenstone J.L., Reason M.D. 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 S.M. Numerical simulation of metamorphic pressure temperature time path and fluid production in subducting slabs // Tectonics. 1990. V. 5, N. 5. P. 1197-1211.
- Peacock S.M. Thermal effects of metamorphic fluids in subduction zones // Geology. 1987. V. 15, N. 11. P. 1057-1060.
- Pearce J.A. High T/P metamorphism and granite genesis beneath ophiolite thrust sheets // Ofioliti. 1989. V. 14(3), N. 3. P. 195-211.
- 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.
- Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19, N. 4. P. 120-125.
- Perfit M.R., Brueckner H., Lawrence J.R., Kay R.W. Trace element and isotopic variation in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Islands, Alaska: A model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73, N. 1. P. 69-87.
- Piwinskii A. J., Wyllie P.J. Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon // J. Geol. 1968. V. 76. P. 205-234.
- Plafker G. Geology of the Chugach mountains and southern Cooper River basin, Soutern Alaska // Alaskian geological and geophisical transect – field trip guidebook. 1989. V. 104. P. 3-20.
- Plafker G., Keller G., Barron J.A., Blueford J.R. Paleontological data on the age of the Orca Group, Alaska // U.S. Geological Survey Open-File Report 85-429. 1985. 24 p.
- Plafker G., Nokleberg W.J., Lull J.S. Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangelia, Peninsular and Chugach terranes along the Trans-Alaska crustal transect in the Chugach mountains and soutern Cooper River basin, Alaska // Jour. Geophys. Res. 1989. V. 94, N. B4. P. 4255-4295.
- Plafker G., Moore J.S., Winkler G.R. Geology of the southern Alaska margin. Chapter 12 // Geology of North America. V. G-1: Geology of Alaska. The Geological Survey of America, 1994. P. 113-134.
- Puchtel I.S., Hoffman A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schonberg G.D., Samsonov A.V., Shipansky A.A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 G.a. Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63, N. 21. P. 3579-3595.
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // Precam. Res. 1991. V. 51, N. 1-4. P. 1-27.
- Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline 1-type granitoids // Geology. 1993. V. 21. P. 825-828.
- Sakaguchi A. High pelaogeothermal gradient with ridge subduction beneath the Cretaceous Shimanto accretionary prism, southwest Japan // Geology. 1996. V. 24, N. 9. P. 795-798.
- Saunders A.D., Tarney J., Stern C.R., Dalziel I.W.D. Geochemistry of Mezozoic marginal basin floor ingneous rocks from southern Chile // Bull. Geol. Soc. Am. 1979. V. 90. P. 237-258.
- Shallo M. Outline of the Albanian ophiolites // Ofiolitti. 1994. V. 19, N. 1. P. 57-75.

- Shi Y., Wang C., Langseth M.G., Hobart M., R.von Huene. Heat flow and thermal structure of the Washington - Oregon accretionary prism - a study of the lower slope // Geoph. Res. Lett. 1988. V.15, N. 10. P. 1113-1116.
- Silantyev S.A., Bougault H. Plagiogranites and host gabbroic rocks in the mid-ocean ridges: Two different kinds of genetic relationships: Abstract 6th Zonenshain conference on plate tectonics Moscow, Febriary 17-20, 1998 & EUROPROBE workshop on Uralides, Programme & Abstracts, P. 23-24.
- Sisson V.B., Hollister L.S., Onstott T.C. Petrologic and age constraints on the origin of a low-pressure / high-temperature metamorphic complex, southern Alaska // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4392-4410.
- Sisson V.B., Pavlis T.L. Geological consequences of plate reorganizations: An example from the eocene forearc, Gulf of Alaska // Geology. 1993. V. 21. P. 913–916.
- Tailor R.N., Nesbitt R.W. A geochemical transect of the Izu-Bonin arc-trench system // Ofioliti. 1992. V. 17. P. 57-71.
- Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other elements in Apollo 12 sample: five igneous and one breccia rocks and four soils. Proceedings of 2nd Lunar Science Conference (Suppl. 2 Geochim. Cosmochim. Acta). 1971. V. 1. P. 1319–1329.
- Wallace W.K., Engebretson D.C. Relationship between plate motions and late Cretaceous to Paleogene magmatism in South-Western Alaska//Tectonics. 1984. V. 3. P. 295-315.
- Wareham C.D., Millar I.L., Vaughan P.M. The generation of sodic granite magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsular // Contrib. Miner. Pertrol. 1997. V. 128, N. 1. P. 81-96.
- Watson E.B. Two-liquid partition coefficient experimental dates and implication // Contrib. Miner. Petrology. 1976. V. 56. P. 119–134.
- Wildberg H.G.H. High-level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, Central America // Geol. Rdsch. 1987. Bd. 76. H. 1. P. 285-301.
- Wilks M.E. The Himalayas a modern analogue for Archean crustal evolution // Earth. Plan. Sci. Lett. 1988. V. 87, N. 1/2. P. 127–136.
- Windley F. Tectonic evolution of continents in the precambrian // Precam. Res. 1979. N. 4. 1979. P. 12–16.
- Yuasa M., Watanabe T. Pre-cenozoic metamorphic rocks from the Daito ridge in the northern Phillippine sea // J. Japan. Assoc. mineral. petrol. and econ. geol. 1977. V. 72, N. 6. P. 241-249.

Оглавление

Введение
Глава 1. Геодинамические обстановки проявления тоналит-
трондьемитового магматизма
Глава 2. Офиолитовый плагиогранитный магматизм, Куюль-
ский офиолитовый террейн, Северо-Западная Камчатка
Глава 3. Аккреционный плагиогранитный магматизм, Эконай-
ский террейн, Корякское нагорье
Глава 4. Аккреционный плагиогранитный магматизм, Вахтал-
кинский блок, Ганальский хребет, Восточная Камчатка
Глава 5. Околожелобовый (преддуговой) тоналит-трондье-
митовый магматизм террейнов Чугач, Принс Вильям, Пенинсу-
ла, Южная Аляска
Заключение
Литература

Content

Introduction
ism
Chapter 2. Ophiolite plagiogranite magmatism, Kuyul ophiolite ter-
ane, North-Eastern Kamchatka
Chapter 3. Accretional plagiogranite magmatism, Econay terrane,
Koryakya Upland
Chapter 4. Accretional plagiogranite magmatism, Vakhtalkinsky
block, Ganalsky Ridge, Eastern Kamchatka
Chapter 5. Near-trench (fore-arc) tonalite-trondhjemite magmatism
of Chugach, Prince William, Peninsula terranes, Southern Alaska 92
Conclusion
References

Научное издание

Марина Валентиновна Лучицкая

Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика)

(Труды ГИН РАН; Вып. 522)

Утверждено к печати Редколлегией Геологического института РАН

> Редактор И.М.Ерофеева Художник О.В.Кураленко

Подписано к печати 25.12.2000 Формат 62х94 1/16. Бумага офсетная Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 9,0 Тираж 300 экз. Тип. зак. № 369с, Москва

Издательство ГЕОС Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Тел.: (095) 230-80-92 Факс: (095) 951-04-43



Лучицкая Марина Валентиновна, старший научный сотрудник лаборатории тектоники океанов и периокеанических зон земной коры Геологического института РАН. Специализируется в области геодинамики гранитоидного магматизма, петрологии и геохимии гранитоидных комплексов. В настоящее время научные интересы связаны с изучением аккреционного гранитоидного (тоналит-трондьемитового) магматизма на Тихоокеанской конвергентной окраине.

Luchitskaya Marina Valentinovna, senior scientist of Laboratory of Oceans and Perioceanic Zones of Earth Crust, Geological Institute of RAS. She is working in the field of geodynamics of granitoid magmatism, petrology and geochemistry of granitoid complexes. In present time scientific interests are related to investigation of accretional granitoid (tonalitetrondhjemite) magmatism at the Pacific convergent margin.