



---

---

**ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА  
И ФОРМИРОВАНИЕ  
ПРОДУКТИВНЫХ  
ЗОН  
ЮЖНОЙ  
СИБИРИ**

**НОВОСИБИРСК 1991**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА  
И ФОРМИРОВАНИЕ  
ПРОДУКТИВНЫХ  
ЗОН  
ЮЖНОЙ  
СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1991

УДК 551.24+552.321+553.078(235.222+223)

ББК Д 409+Д 39

П 141

Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Сб. науч. тр. / АН СССР, Сиб. отд-ние; Объединенный ин-т геологии, геофизики и минералогии. [Редкол.: П.П.Кузнецов, В.В.Волков (отв. редакторы) и др.] - Новосибирск: ОИГТМ СО АН СССР, 1991. -167 с.

ISBN 5-7623-0193-1

Рассматриваются вопросы изучения структуры и состава разновозрастных тектонических элементов на территории Южной Сибири, геодинамические реконструкции формирования складчатого сооружения Горного Алтая и результаты петроструктурных исследований процессов становления магматических тел, металлогении и рудогенеза.

Для специалистов, заинтересованных в развитии палеогеодинамических реконструкций, а также в выборе перспективных направлений при организации региональных геолого-съемочных и металлогенетических работ на территории Алтае-Саянской области и прилегающих к ней территорий.

#### Р е д к о л л е г и я

канд.геол.-мин.наук П.П.Кузнецов (отв. редактор)

д-р геол.-мин.наук В.В.Волков (отв. редактор)

канд.геол.-мин.наук С.Ю.Беляев

#### Рецензенты

д-р геол.-мин.наук Л.Л.Подсосова (ЗапСибНИГНИ, г.Тюмень)

канд.геол.-мин.наук А.С.Гибер (ОИГТМ СО АН СССР, г.Новосибирск)

© Объединенный институт  
геологии, геофизики и  
минералогии СО АН СССР,

ISBN 5-7623-0193-1

1991

Мотивами, объединяющими содержание сборника, являются реконструкции – вещественные, структурные, историко-геологические – условий формирования разноранговых структурно-вещественных комплексов на территории Южной Сибири и некоторые прикладные аспекты таких реконструкций.

Геодинамические реконструкции, независимо от концептуальной позиции их авторов, все шире используются в качестве основы для построения обобщающих генетических моделей тех или иных сегментов нашей планеты. Для палеотектонических и тому подобных реконструкций ведущее значение имеют геологические модели, основанные на исследовании вещественных характеристик тех или иных геологических тел и проработке гипотез о том, каким образом сформировано вещество этих тел и их внутренняя структура.

Вниманию читателей представлены статьи, в которых на базе новейших, полученных в последние 2–3 года, данных, приводятся интерпретации возможных палеогеодинамических ситуаций, приведших к формированию фиксируемых в современной геологической структуре реальных геологических тел – структурно-формационных комплексов различного ранга, в том числе потенциально рудоносных.

Целикуемый материал можно разбить на три блока: первый посвящен результатам конкретных структурно-вещественных исследований, выполненных традиционными, в том числе петроструктурными, методами (С.Ю.Беляев, М.М.Буслов, О.В.Бетхер и др.); второй – непосредственно палеогеодинамическим реконструкциям (Н.И.Гусев, Л.В.Кунгурцев и др.) и третий – прикладным вопросам: Н.И.Гусев и Н.П.Бедарев – зависимости металлогенических характеристик от

геодинамического режима развития Курайской тектонической зоны; И.М.Ганженко и других – иллюстрации зависимости технологических свойств железных руд от эндогенного режима их формирования.

Ключевой для сборника является характеристика важнейшего структурного элемента докембрийской земной коры Западной Сибири. – Кузнецко–Алтайской линейной зоны. Независимые исследования В.А.Симонова с соавторами; Н.И.Гусева; Л.В.Кунгурцева и М.М.Буслова показывают, что вещественные характеристики геологических тел, выделяемых в юго-восточной части Горного Алтая, наиболее объективно отвечают концепции, согласно которой в этом районе представлены фрагменты сегмента земной коры, сформировавшейся предположительно в островодужной палеогеодинамической обстановке. Однако однозначного решения, в какой же конкретно палеогеографической ситуации развивались тектонические зоны земной коры этой региональной структуры, какие могут быть актуалистические аналоги этих объектов; как это следует из содержания статей, еще неясно.

Современное состояние теоретической геологии характеризуется тем, как это рассматривается В.Ю.Забродин<sup>\*</sup>, что ни одна из развиваемых на сегодняшний день геологических концепций не имеет права с формальных позиций выступать в качестве теории. В этой связи мы постарались, чтобы наша работа способствовала разностороннему рассмотрению суммы известных данных по тому или иному геологическому объекту. Дискуссия по поводу приемлемости той или иной концепции безусловно ведет нас к выработке модели, в наибольшей мере отвечающей реальной геологической ситуации. Мы надеемся, что читатель найдет здесь полезные для себя в этом отношении данные.

Подготовленные с мобилистских позиций статьи по палеогеодинамической модели юго-восточной части Горного Алтая служат примером подобных разночтений. В частности, в статьях Н.И.Гусева реализуется становящийся классическим для палеогеодинамических реконструкций подход, согласно которому ведущая роль отводится составу структурно-вещественных комплексов. В работе, основанной на результатах крупномасштабной геологической съемки обширных

---

<sup>\*</sup> Забродин В.Ю. Краткий методологический анализ современных глобальных тектонических гипотез // Тектоника Сибири. Т. XI. – Новосибирск, 1983. – С.9-14.

площадей района, преимущественно по структурным признакам, определяется относительный возраст картируемых единиц, а уже затем с учетом вещественных характеристик выстраивается геодинамическая модель объекта I ранга - "Курайской зоны палеосубдукции". При этом на основе собственных наблюдений автор дает новую трактовку стратиграфической модели региона, по которой древнейшими докембрийскими - добаратальскими - в нем являются морские базитовые формации, которые закономерно надстраиваются морскими мелководными (баратальскими), островодужными и т.д. образованиями, и довольно детально рассмотрена эволюция магматизма района.

Л.В.Кунгурцев демонстрирует установившийся у части исследователей подход, когда для палеогеодинамического анализа используется крайняя степень абстрагирования, соответствующая модели тектоники литосферных плит и абсолютизации актуалистических аналогий. При этом палеогеодинамические качества структурных единиц определяются по положению их петрохимических выборок на той или иной выбранной исследователем диаграмме. В результате получается, что палеогеографические характеристики, возрастная последовательность и металлогенические перспективы рассматриваемых зон предсказываются практически без учета их взаимных структурных отношений. Оценка справедливости такого подхода - в компетенции читателей, владеющих региональным фактическим материалом.

В статье П.П.Кузнецова с соавторами реализуется более гибкий подход к палеогеодинамическим реконструкциям. Здесь, наряду с анализом состава геологических тел, их структурных отношений и определения возможных актуалистических аналогов, учтены полученные коллективом авторов данные палеогеографических наблюдений, положения и эволюции магматических очагов, палеовулканических реконструкций, динамики формирования дайковых комплексов и тектонического транспорта горных масс. В итоге синтезирована модель образования палеозойской структуры юго-восточной части Горного Алтая.

Сегодняшнее состояние теоретической геологии требует критической оценки и дискуссий по любой авторской концепции, обоснованной теми или иными данными непосредственных наблюдений. Ставить под сомнение искренность побуждений и выво-

дов авторов статей у нас нет оснований, поэтому мы надеемся, что публикация содержащихся в нем материалов послужит для развития плодотворной дискуссии по затронутым темам.

П.П.Кузнецов

ДИНАМИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ  
КАТУНСКОГО ВЫСТУПА ГОРНОГО АЛТАЯ

Проведенные в последние годы тематические исследования на территории Катунского выступа позволяют предложить модель формирования его современной структуры, основанную на материалах по южной, наиболее обнаженной части, где взаимоотношения между толщами могут интерпретироваться однозначно. Однако мы считаем, что предлагаемая модель верна и для всего выступа в целом.

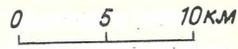
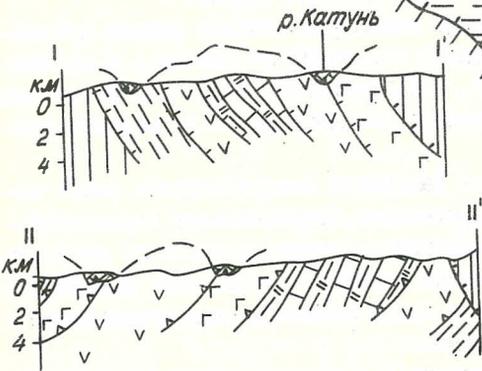
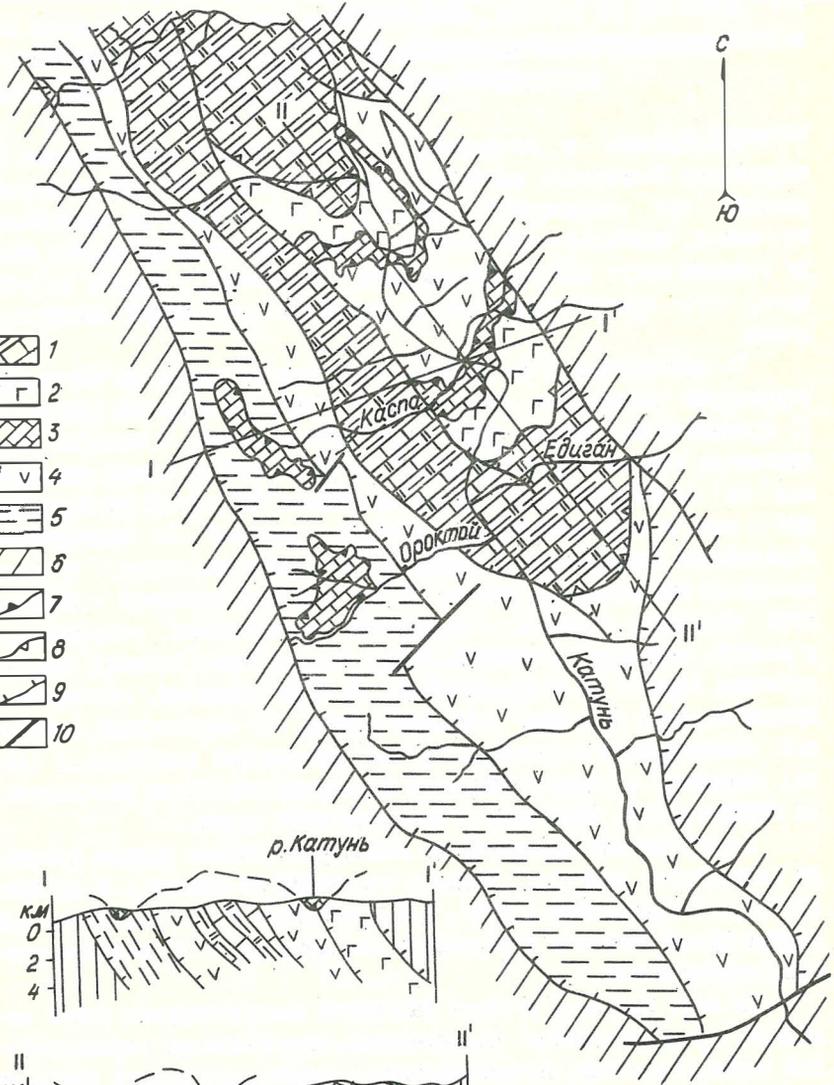
По литературным, фондовым и собственным данным на изучаемой территории выделяется пять вещественных комплексов (рис. 1): 1) кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенный, в который объединяются образования баратальской и эсконгинской свит, выделяемых на более детальных картах и схемах; 2) первый вулканогенный - лавы и туфы основного состава с редкими и маломощными горизонтами известняков, доломитов и кремнистых пород; к нему относится манжерокская свита; 3) второй вулканогенный - лавы и туфы основного состава, - включающий образования, относящиеся к нижней подсвите каимской свиты, или на более поздних геологических картах, к устьсеминской; 4) туфосланцевый, соответствует верхней подсвите каимской свиты; 5) карбонатный, сложенный известняками и преимущественно доломитами каянчинской свиты; севернее, в стратотипической местности, карбонаты расчленены на шашкунарскую, чеповскую и барангольскую свиты.

Перечисленные вещественные комплексы слагают разрез древнего Катунского выступа. Возраст отложений по данным А.И.Афонина (1976), Г.В.Гурского (1978), Б.Г.Краевского и др. (1984) разный, однако укладывается в интервал от позднего рифея до раннего кембрия включительно.

На юге, западе и востоке Катунский выступ окружен более молодыми, преимущественно терригенными, образованиями горноалтайской серии, вероятно, позднекембрийско-раннеордовикского возраста. Мы считаем, что они не входят в разрез собственно Катунского выступа и поэтому в работе дан лишь анализ их взаимоотношений с перечисленными выше комплексами.

Подобное выделение комплексов в достаточной мере дискуссии-

-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9
-  10



онно и требует пояснения. Дело в том, что внутренняя структура и разрезы комплексов сложны, взаимоотношения выделяемых (при крупномасштабном геологическом картировании) внутри этих комплексов подразделений спорны и на данном этапе исследований (для выполнения задачи, поставленной в работе, этого достаточно) ограничимся подобным расчленением разреза.

Однако некоторые вопросы следует оговорить.

1. Мы объединяем в единый комплекс баратальскую и эсконгинскую свиты. Как известно, баратальская свита - кремнисто-карбонатного состава, а эсконгинская - терригенно-карбонатно-кремнисто-вулканогенного. Отнесение их к одному комплексу связано с тем, что разными исследователями образования, распространенные на одной территории, считаются то баратальской, то эсконгинской свитой (Едиганский участок). Возникают трудности при их идентификации. Кроме того, нередко наблюдаются постепенные переходы между кремнисто-карбонатным и терригенно-кремнисто-карбонатно-вулканогенным разрезом по латерали. В этом случае граница между ними не всегда может быть проведена однозначно. Именно поэтому обе свиты мы рассматриваем в едином вещественном комплексе.

2. Вулканогенный комплекс (манжерокская свита), как это и указывалось ранее (Беляев, Кузнецов, 1989б), также является, по крайней мере, частичным фациальным аналогом вышеупомянутых толщ, однако он рассматривается как самостоятельный, так как по составу резко отличается от первого и фактический материал и литературные данные позволяют это сделать.

3. Выделяем два вулканогенных комплекса (манжерокские вул-

---

Рис.1. Структурная схема южной части Катунского выступа Горного Алтая:

I-5 - вещественные комплексы: 1 - кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенный (баратальская и эсконгинская свиты), 2 - вулканогенный (манжерокская свита), 3 - карбонатный (каянчинская свита), 4 - вулканогенный (нижняя часть каимской свиты), 5 - туфосланцевый (верхняя часть каимской свиты); 6 - терригенные образования (горноалтайская свита); 7 - границы тектонических покровов; 8-10 - разломы: 8 - I этапа, 9 - II этапа, 10 - субвертикальные

каныты и каимские или устьсеминские), сложенных лавами и туфами основного состава с редкими маломощными прослоями, линзами и горизонтами карбонатов, терригенных и кремнистых пород. По мнению А.Ф.Белоусова и др. (1969), нередко эти вулканы ничем не отличаются друг от друга ни петрографически, ни геохимически. В ряде случаев граница между этими комплексами "расплывается" (Беляев, Кузнецов, 1989а). Лишь в последнее время стали появляться данные, которые позволяют различать их (Волков, Зыбин, 1988) по петрохимическим признакам (заметна разница в содержании титана и щелочей; в устьсеминских лавах ниже содержание железа). Однако, по мнению авторов, эти петрохимические различия могут объясняться тем, что манжерокские лавы - продукты трещинных излияний, а устьсеминские - результат извержений аппаратов центрального типа.

Тем не менее, с некоторой долей условности мы разделяем на структурной схеме (см. рис. I) поля распространения манжерокских и устьсеминских эффузивов.

4. На схеме (см. рис. I) доказан туфосланцевый комплекс, который является верхней частью разреза каимской свиты. Однако и здесь есть проблемы: иногда толща сланцев может иметь более молодой возраст (вплоть до горнозальтэйского), в этом случае существенно меняются некоторые аспекты (возрастные) кинематических построений, приведенных ниже.

5. Наконец, нами выделяется карбонатный комплекс, к которому относится каянчинская свита, в отношении её существуют неясности даже в стратотипе (Пах, 1989). Поэтому для юга Катунского выступа отнесение карбонатных образований (преимущественно доломитов) к каянчинской свите в достаточной степени условно.

На севере Катунского выступа (Чеповский участок) существенно карбонатная толща расчленена на более мелкие подразделения: чеповская, барангольская, шашкунарская свиты, между которыми наблюдается постепенный переход. Нет данных, позволяющих достаточно уверенно коррелировать с этим разрезом карбонатные образования юга Катунского выступа, тем более, что структурное положение карбонатов на севере и на юге Катунской структуры может быть разным.

Кроме того, на описываемой территории распространена тырганская свита (толща неясного переслаивания известняков, терригенных пород и туфогенных разностей). С.Ю.Беляевым и П.П.Кузне-

цовым (1989б) эти образования отнесены к олистостромам, сопровождающим карбонаты. В данном случае олистостромы причисляются к тому комплексу, разрез которого они надстраивают до подошвы карбонатов (т.е. к любому из подстилающих комплексов); из-за локальности распространения они не могут быть показаны на структурной схеме.

Для восстановления истории формирования структуры Катунского выступа необходимо установить взаимоотношения между выделенными комплексами.

В предыдущих работах С.Ю.Беляева, П.П.Кузнецова (1989а,б) при детальном описании отдельных участков установлено, что взаимоотношения между стратиграфическими подразделениями в большинстве случаев тектонические. Туфосланцевый, кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенный и оба вулканогенных комплекса слагают структуру, состоящую из тектонических чешуй, а карбонатный комплекс перекрывает ее в виде тектонического покрова или его останцов. Вся эта структура нарушена молодыми субвертикальными разломами типа сбросов, сдвигов или их комбинаций (на структурной схеме (см. рис.1) показаны только наиболее значительные из них).

Тектонические нарушения, ограничивающие выделенные комплексы пород, можно разделить на три типа.

К первому типу (см. рис.1, усл. обозн.8) относятся границы тектонических чешуй, сложенных разными вещественными комплексами. Форма выхода сместителей разломов этого типа на поверхность изогнутая, обращенная выпуклостью на юг, хотя можно сказать, что их простираение субширотное. Структурные построения и детали наблюдения показывают, что плоскости смещения погружаются на север под углами  $65-80^{\circ}$  вблизи поверхности, постепенно выполаживаясь на глубину.

Разломы второго типа (см. рис.1, усл. обозн.9) являются границами тектонических чешуй, а также образований собственно Катунского выступа с обрамляющими толщами. Эти нарушения протягиваются в север-северо-западном направлении и круто (под углами  $70-80^{\circ}$ ) погружаются на северо-восток. Судя по тому, что они смещают предыдущий тип разломов, их возраст более молодой. Это подтверждается и тем, что по данным нарушениям комплексы, слагающие Катунский выступ, контактируют с горноалтайскими образованиями, возраст которых не древнее позднего кембрия.

Разломами третьего типа будут границы карбонатного комплекса (подошва тектонического покрова). Границы останцов тектонического покрова - извилистые, соотношение их с рельефом свидетельствует о пологом залегании, хотя в конкретных обнажениях фиксируются крутые, либо даже субвертикальные углы наклона сместителей, что связано, вероятно, с подновлением этих границ.

Останцы покрова перекрывают разломы первого типа (на севере Еландинского участка карбонатный комплекс перекрывает вулканогенный и кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенный), а разломами второго типа они срезаются. Таким образом, тектонические чешуи широтного простирания (в общем случае) и карбонатный тектонический покров (в современной структуре сохранились только останцы) формировались именно в такой последовательности, вероятно, почти одновременно, и только потом были нарушены и перемещены надвигами субмеридионального простирания.

Типизация тектонических границ, изучение взаимоотношений вещественных комплексов между собой и с обрамляющими образованиями позволили выявить этапность формирования современной структуры Катунского выступа.

I этап (рис. 2,а). В узком длинном прогибе накапливаются выделенные нами вещественные комплексы. В центральной, наиболее глубоководной его части - кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенный комплекс. Ближе к бортам прогиба, частично замещаясь по латерали, а частично перекрывая предыдущий, формируется первый вулканогенный комплекс, образование которого, по мнению В.В. Волкова и В.А. Зыбина (1988), связано с трещинными излияниями; вероятно, это вулканы трещинного типа в местах резкого перегиба рельефа (возможно, подчеркнутого разломами типа сбросов) на бортах геосинклинального прогиба. Выше отлагается второй вулканогенный комплекс, связанный с вулканами центрального типа (Волков, Зыбин, 1988). По латерали он переходит в терригенные образования (туфосланцевый комплекс). Почти одновременно на склонах прогиба (на склонах вулканических построек) возникает карбонатный комплекс - органогенные известняки и доломиты. Карбонаты местами замещаются вулканитами по латерали, чаще перекрывают их.

В современной структуре первичные взаимоотношения между комплексами пород тектонически нарушены, сохранились незначи-

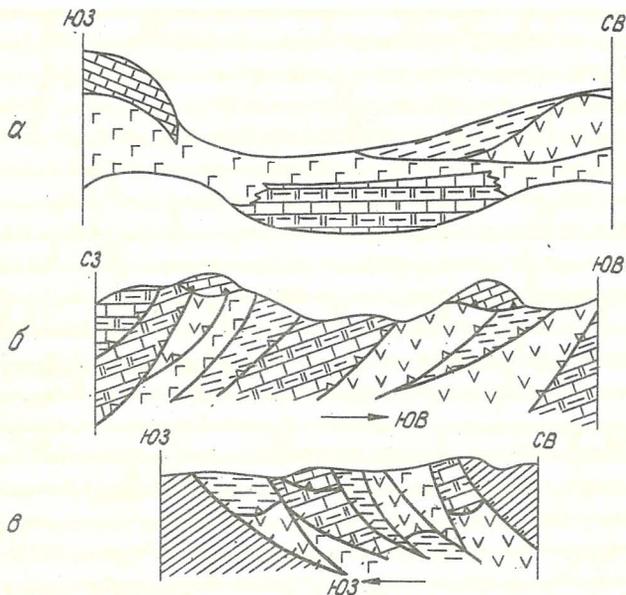


Рис.2. Последовательность формирования современной структуры Катунского выступа. Этапы: а - I, б - II, в - III. Стрелками показано направление преобладающего надвигания. Усл. обозн. см. на рис. I

тельные и разрозненные фрагменты ненарушенного разреза. Судя по имеющимся данным, взаимоотношения между вещественными комплексами были либо согласными, либо имелось незначительное стратиграфическое или угловое несогласие.

II этап (см. рис. 2.б). На протяжении этого этапа в формировании структуры Катунского выступа преобладало сжатие, ориентированное с северо-запада на юго-восток вдоль оси прогиба. В результате образовались наклоненные на север-северо-запад тектонические чешуи, имеющие форму "скиб", обращенных выуклостью на юго-восток (система чешуйчатых взбросонадвигов). Разрыв сплошности пород происходит чаще всего вдоль границы комплексов, однако встречаются и фрагменты ненарушенных границ.

Примерно в это же время в результате резкого расчленения рельефа в процессе надвигообразования карбонатные органогенные постройки отрываются от своего основания и в виде клиппов (останцов или фрагментов тектонического покрова) сползают с бортов прогиба к его центру, часто перекрывая уже сформированную чешуйчатую структуру. Обращает на себя внимание выпуклая (на юго-восток) форма выхода границ тектонических чешуй на поверхность. Так же выглядят останцы тектонических покровов. Это может свидетельствовать о том, что становление чешуйчатой структуры и формирование карбонатных клиппов сближено во времени: и останцы и границы чешуй в результате надвигания с северо-запада на юго-восток приобрели современную форму.

III этап (см. рис. 2, в) обусловлен надвиганием с северо-востока на юго-запад (поперечное сжатие прогиба), в результате которого формируются разрывы сплошности субмеридионального простираения. Катунский выступ, надвигаясь на Ануйско-Чуйский прогиб, в свою очередь перекрывается Уйменско-Лебедским. При этом усложняется внутренняя структура образований, приобретая облик, близкий к современному.

Этот этап завершился, вероятно, в преддевонское время, так же как и формирование структуры древних выступов юга Горного Алтая (Буслов, 1987), в дальнейшем структура Катунского выступа нарушалась сбросовыми и сдвиговыми дислокациями, которые не меняли принципиально структурный рисунок территории.

В результате анализа выяснено, что современная структура Катунского выступа Горного Алтая является покровно-чешуйчатой. Она сформировалась в результате взброснадвиговых движений вначале с северо-запада на юго-восток (вдоль оси прогиба), а затем с северо-востока на юго-запад (поперек оси прогиба).

#### Список литературы

АФОНИН А.И. Предполагаемая скелетная фауна *Protospongia* и *Chancelloria* в отложениях докембрия Горного Алтая // Геология и геофизика. - 1976. - №11. - С.16-21.

БЕЛОУСОВ А.Ф., КОЧКИН Ю.Н., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и

Салаирского кряжа. - М.: Наука, 1969. - 218 с.

БЕЛЯЕВ С.Ю., КУЗНЕЦОВ П.П. Геология Еландинской структуры Катунского антиклинория Горного Алтая // Геология и геофизика. - 1989а. - № 3. - С.21-28.

БЕЛЯЕВ С.Ю., КУЗНЕЦОВ П.П. Тектоника и некоторые вопросы стратиграфии юга Катунского выступа // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. - Новосибирск, 1989б. - С.32-45.

БУСЛОВ М.М. Додевонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1987. - № 8. - С.18-26.

ВОЛКОВ В.В., ЗЫБИН В.А. Палеовулканология позднего докембрия - раннего палеозоя Катунского антиклинория в Горном Алтае // Палеовулканологические реконструкции палеозоя Сибири. - Новосибирск, 1988. - С.72-80.

ГУРСКИЙ Г.В. К стратиграфии позднедокембрийских существенно кремнисто-карбонатных образований Катунского антиклинория Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. - Новосибирск, 1978. - С.3-9.

КРАЕВСКИЙ Б.Г., ЗЕЙФЕРТ Л.Л., ЕРШОВ А.Д., КРАЕВСКАЯ М.К. О стратиграфической схеме верхнего докембрия Катунского антиклинория (Горный Алтай) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. - Новосибирск, 1984. - С. 94-112.

ПАК К.Л. Стратиграфическое положение и возраст каянчинской свиты в бассейне р.Устюбы (Горный Алтай) // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. - Новосибирск, 1989. - С.64-68.

М.М.Буслов, Л.В.Кунгурцев

#### СКЛАДЧАТЫЕ ПОКРОВНО-ЧЕШУЙЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ КУРАЙСКОГО ХРЕБТА ГОРНОГО АЛТАЯ

В настоящее время установлено, что большинство складчатых линейных областей, таких как Урал, Кавказ, Аппалачи и др., имеют покровно-чешуйчатое строение. Характерно, что в структурах такого

типа повсеместно принимают участие метаморфиты и офиолиты, образующие чаще всего протягивающиеся на многие сотни и тысячи километров пояса. В областях мозаичного строения (например, Алтае-Саянской) покровно-чешуйчатые структуры с участием метаморфитов и офиолитов проявлены фрагментарно. Это связано прежде всего с последующей их деформацией и смещением по сдвигам. Изначально линейные структурные элементы покровно-чешуйчатых зон в современной структуре выполняют отдельные блоки, ограниченные субвертикальными разломами, сминаются в складки, а по простиранию прослеживаются на незначительные расстояния.

Деформированные покровно-чешуйчатые структуры, сложенные офиолитами, зелеными и голубыми сланцами, выявлены в Куртушибинском поясе Западного Саяна (Петрология ..., 1977) и в Уймонской зоне Горного Алтая (Буслов, 1986, 1987). Характерны они и для Бурского офиолитового пояса (Петрология ..., 1977).

В Курайском хребте покровно-чешуйчатые структуры обнаружены в районе урочища Куяхтанар, где кристаллические сланцы и гнейсы Курайского покрова через серпентинитовые сланцы и меланжи перекрывают чешуйчатую структуру, сложенную фрагментами разреза островодужных офиолитов, их черносланцевого чехла и ниже-среднекембрийских турбидитов. Деформированные пластины и надвиги выявлены также в подошве Чаганузунского гипербазитового массива. Перечисленные структурные формы и вещественные комплексы охарактеризованы в работах М.М.Буслова (1986), Н.Л.Добрецова и др. (1991), здесь они дополняются материалами по восточной части Курайского хребта. В верховьях рек Верх. Ильдугем, Бол. Салжек, Узунжук, Мал. Кокоря, левых притоков р.Башкаус выделена мощная Верхне-Ильдугемская чешуйчатая структура (рис. 1), сменяющая по латерали расчлененное основание Курайского покрова и выклинивающаяся в юго-восточном направлении по последевоновским разломам. Ширина клинообразного блока достигает 10 км, длина превышает 35 км.

Северо-западное ограничение блока представлено взбросонадвигом, по которому девонские отложения Берт-Озекской синклинали взброшены на древнюю чешуйчатую структуру. В левобережье р.Верх. Ильдугем поверхность разлома имеет крутое 60-70° погружение на север. В правобережье реки она постепенно выполаживается до 10-20° и меняет простирание от субширотного на северо-восточное.

Разлом почти под прямым углом срезает структурные элементы Верхне-Ильдугемской чешуйчатой структуры. Местами эрозионный срез создал здесь небольшие останцы девонских отложений, перекрывающие серпентиниты.

С юго-запада блоки ограничены Кубадринским взбросодвигом. Северо-восточная граница блока является продолжением Карасуйского разлома, который отделяет чешуйчатую структуру от кембрийских туфогенно-песчано-сланцевых толщ. Поверхность разлома погружается под углами  $70-80^{\circ}$  на северо-восток.

Структура блока довольно простая: он состоит из пластин, деформированных в крупные брахиформные складки северо-западного простирания, мощность которых местами достигает 1,5-2 км. Они сложены преимущественно венд-нижнекембрийскими туфогенно-эффузивными и карбонатно-кремнисто-черносланцевыми толщами, а также габброидами, подобными комплексу пород островодужных офиолитов и их чехла в районе урочища Куяхтанар (Добрецов и др., 1991). Кроме этого, в строении структуры участвуют глубоко-метаморфизованные породы. Внутренняя структура пластин в общем конформна ограничивающим надвигам, которые в большинстве случаев трассируются серпентинитовым меланжем и сланцами мощностью 250 м. Складчатая поверхность надвигов имеет самые различные углы погружения, вплоть до опрокинутых. Меланжи чаще всего состоят из рассланцованных серпентинитов и глыб массивных серпентинитов, реже перидотитов. Иногда среди серпентинитовых сланцев встречаются различные по величине овалы обломки и глыбы тремолитовых и кремнистых пород, метабазальтов, габбро и габбро-диабазов.

В видимом основании Верхне-Ильдугемской чешуйчатой структуры расположены глубоко-метаморфизованные породы, образующие в плане эллипсовидную фигуру с максимальной шириной до 3 км и длиной до 20 км. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами. Нами более детально была изучена структура юго-восточного окончания поля метаморфических толщ, где они слагают антиформную складку, срезаемую с юга Кубадринским разломом. Вблизи него метаморфические породы подвержены рассланцеванию и диафторезу с образованием нескольких полос зеленых сланцев, ориентированных параллельно основной ветви разлома. Метаморфические породы повсеместно оконту-

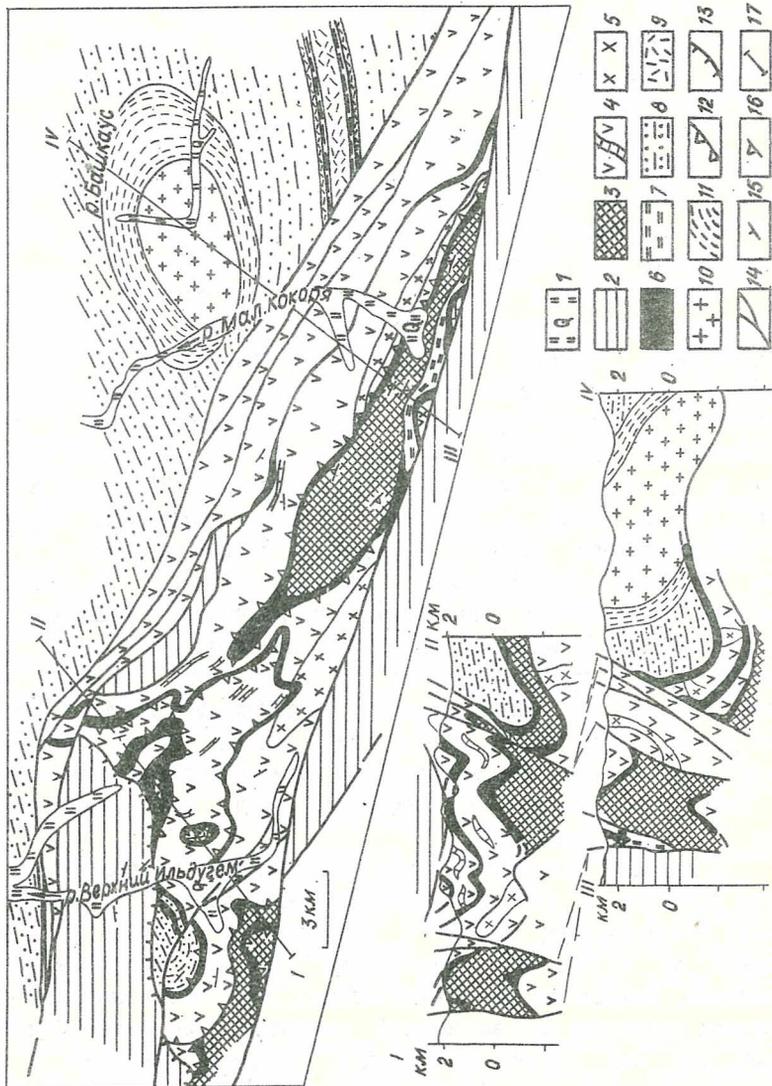


Рис. I. Схема геологического строения Верхне-Ильдугемской чешуйчатой структуры: I - четвертичные отложения; 2 - девонские образования Берт-Озекской синклинали; 3 - глубокометаморфизованные породы: гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты; 4 - нерасчлененные венд-нижнекембрийские туфогенно-эффузивные и карбонатно-кремнисто-черносланцевые толщи; 5 - габбро-диорит-плагитогранитные комплексы пород; 6 - серпентинитовые сланцы и меланж; 7 - диафориты по глубокометаморфизованным породам; 8-9 - кембрийская туфогенно-песчано-сланцевая толща Чульшманского нагорья; 8 - песчано-сланцевые отложения, 9 - преимущественно туфогенная толща кислого состава с телами дацитовых и кварцевых порфиров, плагитоклазовых порфиритов и песчано-сланцевых пород; 10 - гранитоиды Токпакского массива; II - контактовые породы; I2 - додевонские складчатые надвиги; I3-I4 - последевонские разломы: I3 - взброснадвиги, I4 - взброссдвиги; I5-I6 - элементы залегания: I5 - слоистости, I6 - сланцеватости; I7 - линия разреза

I7 - линия разреза

реня телами серпентинитовых сланцев и меланжа, подчеркивающих крупную антиморфную складку. В этом можно убедиться, посмотрев аэрофотоснимки, на общем темном фоне которых отчетливо выделяются белесые зоны серпентинитов. Выше них расположена мощная пластинка венд-нижнекембрийских карбонатно-туфогенно-черносланцевых пород, пронизанных дайками габброидов. В северо-западной части клина разрез чешуйчатой структуры дополняется еще несколькими пластинками туфогенно-эффузивного и карбонатно-кремнисто-черносланцевого состава, разложенными серпентинитами. Общая мощность пластин Верхне-Ильдугемской чешуйчатой структуры превышает 5 км.

Основная надвиговая поверхность, зоны серпентинитов, девонские отложения и молотые разломы, закартированные в Курайском хребте и в районе Чагануэвского массива, показаны на рис. 2, откуда видно, что девонские толщи, выклиниваясь неовангоном для покровно-чешуйчатой структуры (Буолов, 1986), так же как и образующие её глиниты и тела серпентинитов, деформированы в

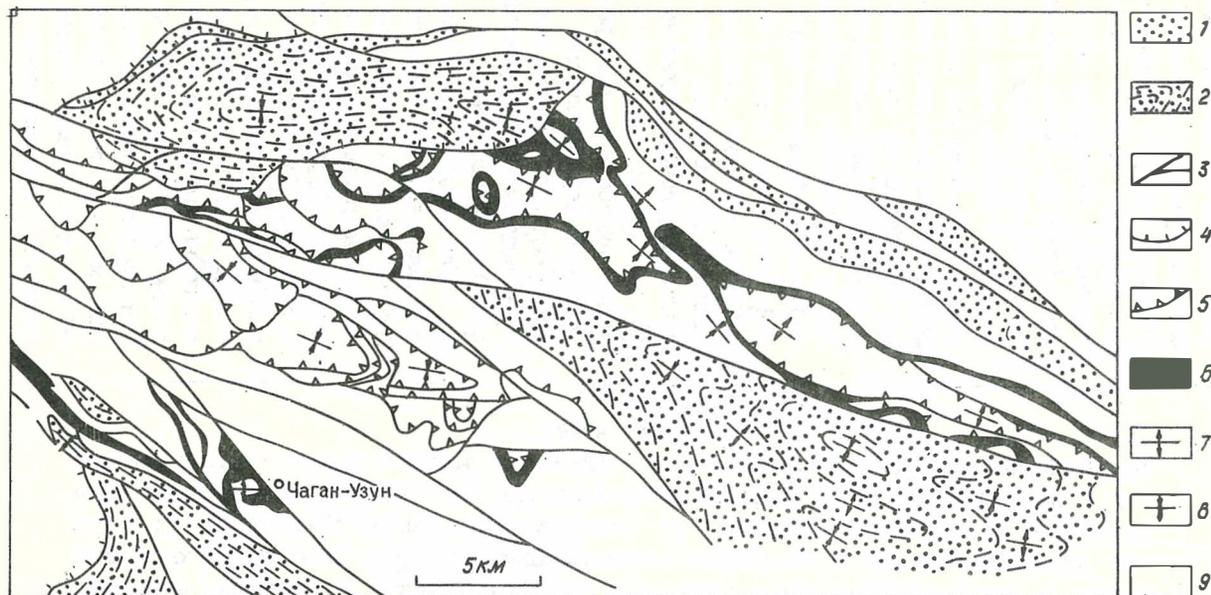


Рис.2. Схема основных структурных форм Курайского хребта и района Чаганузунского гипербазитового массива:

1 - девонские отложения, образующие неавтохтон покровно-чешуйчатых структур; 2 - элементы простираения слоистости; 3-4 - последевонская система разломов: 3 - взбрососдвиги и взбросы, 4 - взбросонадвиги и надвиги; 5 - додевонские складчатые надвиги; 6 - серпентиниты; 7 - антиформы; 8 - синформы; 9 - додевонские породы

брахиформные складки северо-западного простирания. Аналогичное простирание имеют и последевонские взбросовдвиги, нарушающие как покровно-чешуйчатую структуру, так и девонский неосавтохтон. Исходя из этих данных можно заключить, что пластины и ограничивающие их поверхности надвигов были деформированы в последевонское время в результате блоковых перемещений по сдвигам.

Таким образом, приведенные новые материалы, а также данные, опубликованные ранее М.М.Бусловым (1986), Н.Л.Добрецовым и др. (1991), свидетельствуют, что в Курайском хребте юго-восточной части Горного Алтая развита покровно-чешуйчатая структура, смятая в брахиформные складки и "расташенная" по взбросовдвигам на отдельные блоки. Суммарная мощность пластин в структуре превышает 5 км и сформировалась в результате столкновения метаморфических и туфогенно-песчано-сланцевых пород Чулышманского нагорья с венд-нижнекембрийскими островодужными офиолитами (мештуярыкский расслоенный комплекс габбро-пироксенитов, массивных габбро-диабазов, туфогенно-эффузивная балхашская свита с эффузивами бонинитового и толеитового состава, дайково-силловый комплекс и комплекс параллельных даек этого же состава), нижнекембрийскими карбонатно-кремнисто-черносланцевыми турбидитами и турбидитами ранне-среднекембрийского возраста (курайская и тыдтуярыкская свиты), слагающими южные склоны Курайского хребта. Серпентинитовые сланцы и меланжи, маркирующие надвиговые поверхности, представляют собой остатки офиолитов, уничтоженных в большой мере при коллизии вышеуказанных комплексов пород Чулышманского нагорья и Курайского хребта.

#### Список литературы

БУСЛОВ М.М. Фрагменты покровно-чешуйчатой структуры центральной части Теректинского выступа (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1986. - № 5. - С.40-45.

БУСЛОВ М.М. Додевонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1987а. - № 8. - С.18-26.

БУСЛОВ М.М. Структурное положение гипербазитов Теректинской зоны (Горный Алтай) // Комплексные исследования Сангиле-

на (Юго-Восточная Тува). - Новосибирск, 1987б. - С.107-119.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., БУСЛОВ М.М., СИМОНОВ В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР. - 1991. (В печати).

ПЕТРОЛОГИЯ и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1977. - С.128-156.

В.В.Соколов, И.В.Юдин

### УЛУС-ЧЕРГИНСКИЙ ПЛКВОВУЛКАН (Горный Алтай)

Тематическими исследованиями Катунской вулканической зоны Горного Алтая, проводимыми в последнее время ПГО "Запсибгеология" (В.А.Зыбин, В.С.Куртигешев, В.Н.Хлебников) и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР (В.В.Волков, Б.Н.Лапин, А.А.Пузырев), выявлены основные черты её строения (Волков, Зыбин, 1989). В составе вулканической зоны выделены осевая часть, характеризующаяся максимальными мощностями вулканогенных накоплений венд-кембрийского возраста, и фланговые части, где мощность вулкаников намного меньше. Установлено также, что вулканогенные породы на западном фланге Катунской зоны распространены неравномерно и местами образуют скопления несколько повышенной мощности. Изучение одного такого участка на водоразделе рек Улус-Черга и Мугута севернее с.Улус-Черга, проведенное авторами летом 1990 г. в составе экспедиционного отряда ИГиГ СО АН СССР, позволило выявить хорошо сохранившуюся вулканическую постройку, представляющую собой стратовулкан (рис. 1). Слагающие его породы круто наклонены к северо-западу, что позволяет изучить строение вулкана в вертикальном разрезе.

В основании постройки залегает горизонт базальтовых лавобрекчий и лавоконгломератов мощностью 50-100 м. В составе его обломков, кроме преобладающих базальтовых порфиритов, наблюдаются также яшмоиды, мраморизованные известняки и песчано-сланцевые породы. Взаимоотношение с подстилающими вулканогенно-осадочными

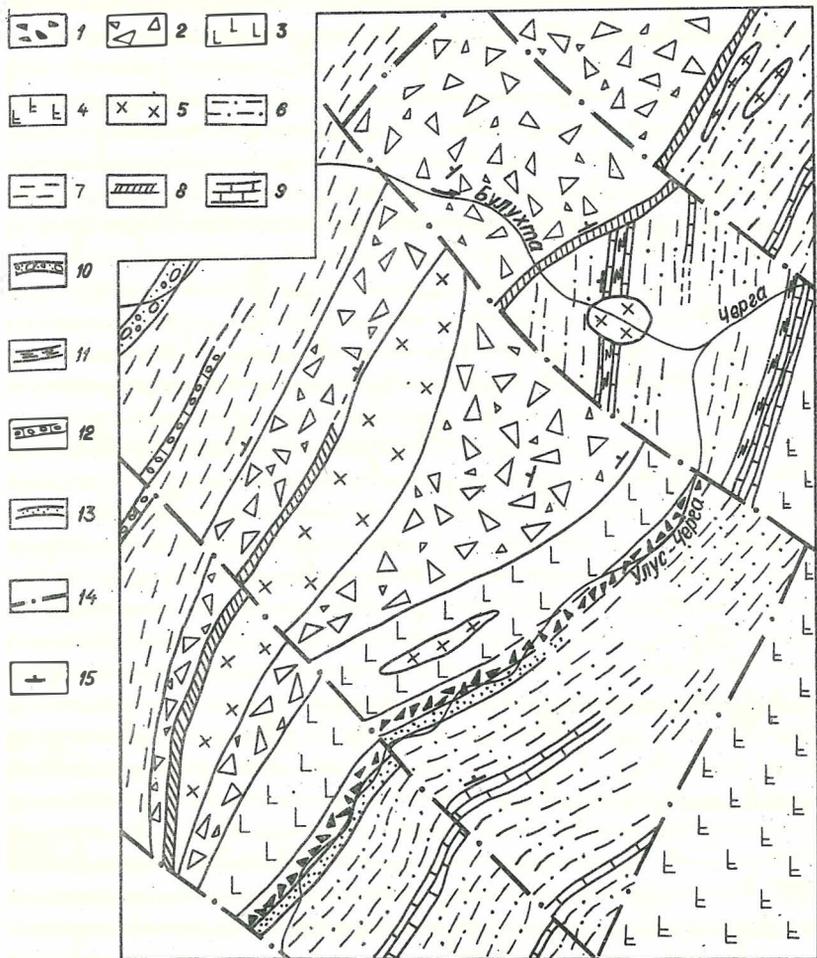


Рис.1. Геологическая карта Улус-Чергинского палеовулкана:  
 1 - мелкообломочные лавобрекчии, 2 - агломеративные лавы, 3 - базальтовые порфиристы, 4 - нерасчлененные базальтовые порфиристы, 5 - габбро-диабазы, 6 - терригенные породы фундамента, 7 - терригенные породы перекрывающей пачки, 8 - кремнистые сланцы, 9 - известняки, 10 - конгломераты, 11 - яшмоиды, 12 - песчанистые известняки, 13 - песчаник, 14 - разломы, 15 - элементы залегания

отложениями, судя по конформному простиранию маркирующих горизонтов известняков и яшмоидов, согласное. Раннекембрийские археоциаты, известные в известняках подстилающей толщи (Волков, 1966), указывают, что фундаментом Улус-Чергинского вулкана послужила толща, являющаяся возрастным аналогом манжерокской свиты (Зыбин, 1982) и, возможно; перекрывающих её в стратотипе шашкунарской и чеповской свит.

В нижней части вулкана преобладают базальтовые лавы суммарной мощностью 250–300 м. Индивидуализация отдельных потоков оказалась невозможной. Под микроскопом эти породы определяются как базальтовые порфириты со спилитовой структурой. Размер лейст плагиоклаза от 0,1 до 1 мм. Редко встречаются базальтовые порфириты с миндалекаменной структурой. Местами базальтовые лавы разделены sillами долеритов.

Верхняя и основная по мощности постройка сложена грубообломочными агломератовыми лавами базальтового состава. Это крепкие плотные породы афировой структуры. Грубообломочное строение агломератовой толщи распознается в крупных скальных обнажениях, где иногда можно различить и отдельные потоки, отличающиеся преобладающей размерностью угловатых обломков от 2,0–0,5 м в одних потоках до 0,3–0,1 м в других. Мощности агломератовых потоков от 5–10 м для крупноглыбовых до 2–3 м для мелкообломочных. Общая мощность агломератовых нагромождений быстро меняется: от 800 м в центральной части до полного выклинивания в южной краевой. Северный фланг постройки не изучен. Линзовидная на площади форма агломератовой части обуславливает и линзовидную форму вертикального разреза вулканической постройки.

В строении палеовулкана значительное место занимает центральная интрузия габбро-диабазов, находящаяся в верхней части горизонта агломератовых лав и в вертикальном разрезе имеющая типичную уплощенно-линзовидную форму sillа. Границы интрузии параллельны границам лавовых потоков. Изучение шлифов показало, что в краевых частях интрузии, особенно в ее апикальной части, наряду с полнокристаллической структурой габбро-диабазов, появляются и структурные особенности, присущие излившимся породам. Это следы течения основной магмы, об этом свидетельствуют ориентировка лейст плагиоклаза и пироксена в одном направлении и "обтекание" крупных кристаллов более мелкими. Из вышесказанного следует, что

интрузия быстро остывает, т.е. происхождение её близповерхностное.

Наличие прослоев осадочных пород между телами эффузивов говорит о том, что в период существования вулкана происходили просадки кальдерного типа, а дискретность излияний позволяла накапливаться осадочным слоям. Просадки осуществлялись за счет пластического растяжения нижележащих терригенно-карбонатных пород и по малоамплитудным разломам.

Взаимоотношения вулканогенных пород, слагающих Улус-Чергинский палеовулкан, с породами довулканического основания, в общем согласные (см. рис. 1). Однако в краевых частях постройки обнаружены угловые несогласия. Так, на левом склоне долины р. Булукта в нижней её части против устья р. Улус-Черга установлено, что пачка агломератовых лав почти под прямым углом перекрывает круто залегающие горизонты известняков, красных слоистых яшм и песчано-сланцевые пачки. Сведения о возможных несогласиях среди вулканогенно-осадочных толщ Чергинского района известны также по материалам крупномасштабной съемки, проводившейся Л. Л. Зейфертом. Однако несогласное залегание связано не с проявлениями складчатости, а с особенностями развития кембрийских вулканических построек, как это видно на примере Улус-Чергинского палеовулкана. В развитии палеовулкана можно выделить три фазы (рис. 2):

1 фаза (см. рис. 2а) — излияние магмы на поверхность, в результате чего образовался вулканический конус, сложенный лавобрекчиями и базальтовыми порфиритами;

2 фаза (см. рис. 2б) — кальдерные просадки, в которые вовлечены как сама вулканическая постройка, так и довулканический фундамент, отдельные его блоки при обрушении были наклонены к центру кальдеры;

3 фаза (см. рис. 2в) — повторная активизация вулканической деятельности, сопровождающаяся более мощными и продуктивными извержениями, чем в первой фазе. Образовался вулканический конус, состоящий из агломератовых лав, перекрывающий собой кальдеру и довулканический фундамент, не затронутый процессом кальдерообразования.

Таким образом, рассмотренная схема развития Улус-Чергинского палеовулкана показывает возможность образования резких

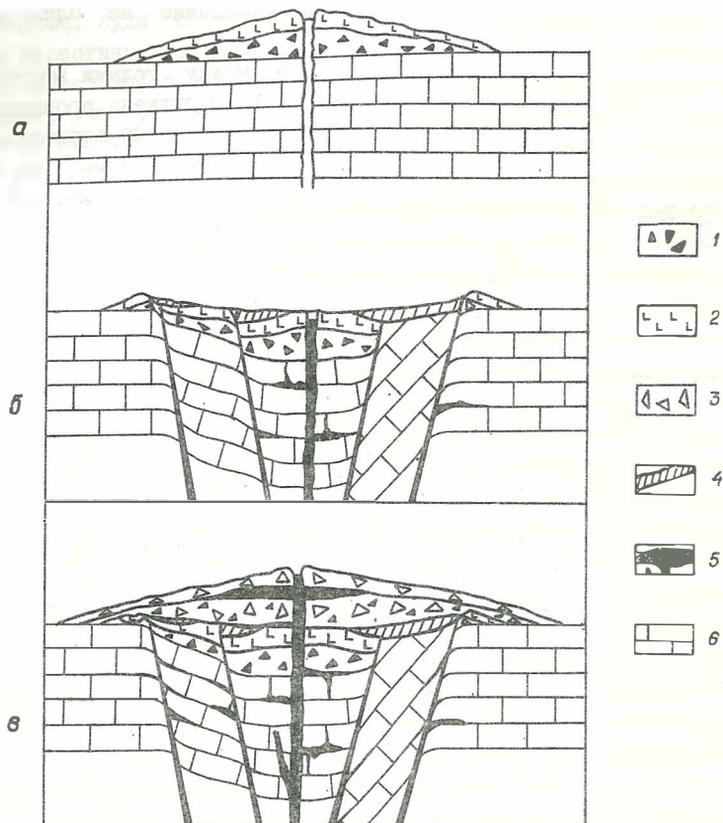


Рис.2. Схема развития Улус-Чергинского палеовулкана:  
 а, б, в - фазы развития палеовулкана. 1 - мелкообломочные лавобрекчии, 2 - базальтовые порфириты, 3 - агломератовые лавы, 4 - кремнистые сланцы, 5 - интрузии габро-диабазов, 6 - породы довулканического фундамента

структурных несогласий без участия процессов складкообразования. Это обстоятельство нужно учитывать при проведении крупномасштабного картирования в районах развития осадочно-вулканогенных толщ,

ВОЛКОВ В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. - Новосибирск: Наука, 1966. - 162 с.

ВОЛКОВ В.В., ЗЫБИН В.А. Палеовулканология позднего докембрия - раннего кембрия Катунского антиклинория в Горном Алтае // Палеовулканологические реконструкции палеозоя Сибири. - Новосибирск, 1988. - С.72-80.

ЗЫБИН В.А. К вопросу о стратотипах манжерокской, каянчинской и каимской свит Горного Алтая // Вопросы геологии Сибири. - Томск, 1982. - С.41-46.

В.А.Симонов

#### ПОРОДЫ БОНИНИТОВОЙ СЕРИИ В ОФИЛИТАХ КУРАЙСКОГО ХРЕБТА

В последнее время бониниты привлекают пристальное внимание как своеобразием состава, обладающего одновременно признаками пород ультраосновного и среднего состава, так и современным местонахождением. Породы этой серии установлены практически только в структурах энсиматических островных дуг (Геология дна ..., 1980; Высоцкий и др., 1983; Петрология и геохимия ..., 1987; Jenner, 1981; Meijer, 1981; Sharaskin, 1982; Bloomer, 1988; и другие). Поэтому поиски и исследования бонинитовых серий в офиолитах приобретают важное значение для реконструкций палеодинамических обстановок офиолитогенеза. В пределах Алтае-Саянской области бониниты изучались ранее только в офиолитах Восточного Саяна (Добрецов и др., 1985). Однако региональные исследования последних лет показали, что имеется возможность обнаружения пород этой серии и в других районах, в частности, на Горном Алтае (см. статью Н.И.Гусева в наст. сб-ке).

Автором в офиолитах Горного Алтая в районе Чаганузунского массива ультрабазитов, независимо от Н.И.Гусева, обнаружены и исследованы породы, по всем характеристикам очень близкие к бонинитам современных островодужных систем западной части Тихого

океана. Внешне — это пироксеновые порфириды, подушечные лавы и массивные потоки которых располагаются в верхней части эффузивной толщи около контакта с осадочными образованиями. Они чередуются с пиллоу- и массивными афировыми лавами, формируя отдельные участки с постепенными, но отчетливыми контактами. Порфирные вкрапленники размером до 3–5 мм составляют от 15 до 40 % всего объема породы, формы их близки к изометричным многогранникам (прямоугольные, шести- и восьмигранные) и соответствуют по направлению срезам кристаллов клинопироксенов. Часто наблюдается двойникование. Пироксены вкрапленников в различной степени замещаются амфиболами актинолитового ряда. Свежий клинопироксен наблюдается в центре кристаллов, как бы в амфиболовом футляре. Основная масса породы сложена актинолитовой роговой обманкой, кварцем, хлоритом и эпидот-клиноцоизитом. Преобладают актинолитовые псевдоморфозы по клинопироксену. В общем по структуре и минеральному составу рассматриваемые порфириды Горного Алтая очень похожи на пироксеновые порфириды из бонинитовой серии офиолитов Восточного Саяна (Добрецов и др., 1985).

При сравнении химических составов рассмотренных порфиритов с составами пород различных бонинитовых серий (табл. I) выявлено, что породы Курайского хребта по большинству петрогенных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) либо совпадают, либо достаточно близки (попадая в пределы колебаний значений соответствующих окислов) с данными по бонинитам современных энсиматических дуг (Марианская, Тонга, Бонинские о-ва). Содержание  $\text{MgO}$  в пироксеновых порфиритах офиолитов Курайского хребта совпадает со средними значениями в целом для бонинитов (см. табл. I), а также бонинитов Марианского желоба и Бонинских островов. Высокие значения хрома (893 г/т в среднем) в порфиритах Горного Алтая соответствуют данным по бонинитам Марианской дуги, Бонинских островов и бонинитам в целом. На вариационной диаграмме  $\text{Ti/Cr-Ni}$  изученные порфириды располагаются в области бонинитовых серий с крайне низкими отношениями  $\text{Ti}$  к  $\text{Cr}$  (1,6–2,0). Таким образом, по особенностям химических составов пироксеновые порфириды офиолитов Горного Алтая соответствуют породам бонинитовых серий современных энсиматических дуг западной части Тихого океана.

Бониниты офиолитов Горного Алтая по основным характеристи-

Компо- ненты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	54,70	54,55	54,66	54,64	56,17	56,36	55,76	55,80	57,94±0,90	53,85	55,93
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,24	0,34	0,27	0,28	0,29	0,20	0,20	0,17±0,05	0,34	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,28	11,19	9,41	10,63	10,93	13,63	11,51	11,15	11,51±1,11	10,94	15,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,57	11,02	10,85	10,81	11,11	9,05	9,37	9,13	9,34±0,46	9,26	7,91
MnO	0,21	0,22	0,25	0,23	0,24	0,15	0,14	0,15	0,18±0,06	0,18	0,12
MgO	10,22	10,21	10,23	10,22	10,51	10,98	10,82	15,68	12,02±1,35	14,72	10,56
CaO	7,89	7,37	9,78	8,35	8,58	6,41	6,79	7,19	7,76±1,10	8,31	5,36
Na <sub>2</sub> O	1,13	1,90	2,15	1,73	1,78	3,47	1,96	0,86	1,46±0,43	1,14	2,21
K <sub>2</sub> O	0,54	0,24	0,32	0,37	0,38	0,42	0,82	0,69	0,50±0,17	0,27	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04±0,02	0,12	0,07
П.п.п.	3,04	3,30	1,92	2,72			3,81			1,49	1,51
n	I	I	I	3	3	13	5	5	14	2	4
Rb	8,8	3,4	4,7	5,6				11	9,7±2,6		34,1
Ba	127	102	140	123				18	27±5,2		46
Sr	104	88	110	101		110		72	71±13		140
Ni	82	93	91	89		150	314	356	192±77	460	53
Co	40	41	46	42		34			40±3,7	115	37
Cr	800	830	1050	893		500	958	915	786±180	1800	234
V	210	210	290	237		100				400	219
Be	0,6	0,4	0,4	0,5							
Cu	58	10	90	53		60				130	
Zn	117	124	92	111		54				140	
n	I	I	I	3		13	5	5	5-14	1-2	4

Примечание: I-5 - бониниты Горного Алтая (I-C-I06a-89; 2 - C-I06b-89; 3 - C-I07b-89; 4 - среднее из этих трех образцов; 5 - среднее значение, пересчитанное на сухой остаток); 6 - средний безводный состав бонинитов из офиолитов Восточного Саяна (Добрецов и др., 1985); 7 - средний состав бонинитов по данным Н.Л.Добрецова и др. (Геология дна..., 1980; Петрология..., 1987); 8,9 - средние безводные составы бонинитов Марианской дуги (8) и Бонинских островов (9) (Петрология и геохимия..., 1987); 10 - бониниты из дуги Тонга (Высоцкий и др., 1983; Петрология и геохимия..., 1987); 11 - бониниты скв. 458 DSDP, Марианский желоб (Sharaskin, 1982). Окислы даны в вес.%, редкие элементы - в г/т; П.п.п.\* - П.п.п. или H<sub>2</sub>O; n - количество анализов, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* - общее железо.

кам петрогенных компонентов (SiO<sub>2</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub>) совпадают с данными по бонинитам Восточного Саяна (см. табл. I). Устанавливаются также одинаковые содержания Sr, Co, Cu. В то же время бониниты Горного Алтая обогащены по сравнению с бонинитами Восточного Саяна и современных островных дуг Fe, Ca и обеднены Al, Ni. По содержанию V, Zn породы Горного Алтая ближе к бонинитам островных дуг, чем бониниты Восточного Саяна. Характерными особеннос-

Таблица

Составы высокотемпературных газов в бонинитах ( $\frac{\text{см}^3/\text{кг обр.}}{\text{объем. \%}}$ ;  $\text{H}_2\text{O}$  - вес.%)

Номер		$\text{H}_2\text{O}$	$\text{CO}_2$	$\text{CO}$	$\text{CH}_4$	$\text{H}_2$	$\Sigma$	$\Sigma_{\text{вос.}}$	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_2 + \Sigma_{\text{вос.}}}$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2}$ вес.
п/п	образца									
1	Среднее из обр.: С-106а, С-107б	1,87	$\frac{926,3}{50,3}$	$\frac{193,4}{10,5}$	$\frac{17,7}{1,0}$	$\frac{705,0}{38,3}$	1841,5	915,1	0,50	10,3
2	16-26/2 ст.	1,58	$\frac{202,6}{40,3}$	$\frac{41,7}{8,3}$	$\frac{8,1}{1,6}$	$\frac{249,8}{49,8}$	502,1	299,5	0,40	39,8
3	С-106а шир.	0,24	$\frac{1049,9}{38,0}$	$\frac{254,6}{9,2}$	$\frac{20,4}{0,7}$	$\frac{1440,3}{52,1}$	2765,3	1715,3	0,38	1,2
4	16-26/2 шир.	0,13	$\frac{92,8}{14,8}$	$\frac{69,0}{11,0}$	$\frac{11,3}{1,8}$	$\frac{452,5}{72,1}$	627,4	532,8	0,15	7,3

Примечание. Летучие компоненты определены с помощью газовой хроматографии по методике, описанной ранее В.А.Симоновым (1988). Составы газов выделены из образцов при температуре 400-1000 °С.  $\Sigma$  - сумма всех газов кроме  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $\Sigma_{\text{вос.}}$  -  $\text{CO} + \text{CH}_4 + \text{H}_2$ ;  $\text{CO}_2 / (\text{CO}_2 + \Sigma_{\text{вос.}})$  - степень окисленности летучих;  $\text{H}_2\text{O} / \text{CO}_2$  - весовые отношения; № 1 и 3 - бониниты Горного Алтая (1 - образцы в целом, 3 - пироксеновые вкрапленники); 2 и 4 - бониниты желоба Тонга (2 - стекло, 4 - ортопироксены). Образцы представлены А.В. Соболевым. В ортопироксенах Тонга присутствует также азот - 1,8  $\text{см}^3/\text{кг}$  (0,3 объем.%).

тями бонинитов Горного Алтая является обогащение Ва и низкие концентрации Rb по сравнению с другими бонинитовыми сериями.

Сопоставление составов летучих компонентов в бонинитах Горного Алтая с данными по свежим бонинитам желоба Тонга (табл. 2) показывает, что по содержанию  $H_2O$  они близки, а по содержанию других газов ( $CO_2$ , CO,  $H_2$ ) сильно различаются. В то же время, если по абсолютным количествам газов бониниты Горного Алтая превышают породы Тонга в 3-4 раза, то по соотношениям летучих они достаточно близки между собой. Больше отличий в составе летучих наблюдается в случае пироксенов, это объясняется скорее всего тем, что анализировались совершенно разные минералы (свежие ортопироксены в случае Тонга и замещающиеся амфиболом клинопироксены в Горном Алтае).

Проведенные исследования показали, что бонинитовые серии, изученные ранее на восточном фланге Алтае-Саянской области в офиолитах Восточного Саяна (Добрецов и др., 1985), устанавливаются и на ее западном фланге в офиолитах Горного Алтая. Такое симметричное положение этих серий в структуре Алтае-Саянской области подчеркивается и сходством бонинитов Горного Алтая и Восточного Саяна по петрографическим и геохимическим характеристикам. Наличие пород бонинитовых серий показывает, что значительную роль при становлении офиолитов Алтае-Саянской области играли, вероятно, палеогеодинамические процессы, связанные с развитием энсиматических островных дуг. В целом эти данные позволяют говорить об обстановках развития офиолитов региона в условиях, похожих на ситуацию системы окраинных морей и островных дуг по западной периферии Тихого океана. Расположение бонинитов в современной структуре Алтае-Саянской области указывает на возможность симметричного формирования энсиматических дуг по периферии палеогеодинамической зоны венд-кембрийского новообразования симатической коры.

#### Список литературы

ВЫСОЦКИЙ С.В., ПУШИН И.К., ТАСКАЕВ В.И., КИРЮХИНА Н.И. Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 271, № 1. - С. 169.

ГЕОЛОГИЯ дна Филиппинского моря / Под ред. А.В.Пейве. - М.: Наука, 1980. - 261 с.

ДОБРЕЛОВ Н.Л., КОННИКОВ Э.Г., МЕДВЕДЕВ В.Н., СКЛЯРОВ Е.В. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. - Новосибирск: Наука, 1985. - С.34-58.

ПЕТРОЛОГИЯ и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О.А.Богатикова. - М.: Наука, 1987. - 336 с.

СИМОНОВ В.А. Закономерности распределения летучих компонентов в породах офиолитовых ассоциаций // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. - Новосибирск, 1988. - С.50-58.

BLOOMER S.H. Distribution and origin of igneous rocks from the landward slope of the Mariana Trench: Implications for its structure and evolution // J. Geophys. Res. - 1988. - V.88, N 9. - P. 7411-7428.

JENNER G.A. Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea // Chem. Geol. - 1981. - V. 33. - P. 307.

MEIJER A. Primitive arc volcanism and boninite series: examples from Western Pacific island arc // The tectonic and geologic evolution of South-East Asian seas and islands. - 1981. - P. 269-282 (Amer. Geophys. Union Monogr. V. 23).

SHARASKIN Ya. Petrography and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites // Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj. - V. 60. - Washington, D.C., 1982. - P. 647-656.

Н.И.Гусев

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ДОКЕМБРИЙСКОГО  
И КЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ГОРНОГО АЛТАЯ

В северо-восточной части Баратальского и Арыджанского горстов юго-востока Горного Алтая в стратиграфической последовательности на добаратальском уровне (Гусев, Киселев, 1988) выделены: комплекс гранатовых амфиболитов и глаукофановых сланцев;

вулканогенные и субвулканические образования арыджанской свиты; туфогенные и вулканогенно-осадочные образования сагалакской свиты. По данным В.А.Зыбина и В.П.Сергеева (1978), сагалакская свита является эквивалентом балхашской свиты южных склонов Курайского хребта. Последняя образует вулканический пояс по юго-западному обрамлению Восточно-Алтайского (Телецко-Чулымского) кристаллического массива. Между вулканогенными ассоциациями Баратальского и Арыджанского горстов, с одной стороны, и вулканическим обрамлением Восточно-Алтайского массива — с другой, размещен Чаганузунский пояс гипербазитов и серпентинитового меланжа. Эффузивы балхашской свиты перекрываются, иногда замещаются по простиранию туфами кислого состава, которые объединены вместе с известняками и черносланцевыми отложениями в тыдтуярскую свиту. Выше по разрезу выделяются вулканогенно-осадочные отложения курайской свиты второй половины нижнего кембрия, которая согласно залегает на тыдтуярской и с несогласием перекрывает сагалакскую и балхашскую свиты.

#### Балтырганский метаморфический комплекс

Комплекс метаморфических пород, в состав которого входят амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые и стельпномелановые сланцы, был изучен ранее в раме Чаганузунского гипербазитового массива (Кузнецов, 1939; Боголепов, Яншин, 1973; Лепезин, 1976; Велинский, Банников, 1982). Нами закартированы значительные поля развития таких же метаморфических пород, которые обычно включались в состав арыджанской или сагалакской свит. Поля амфиболитов повсеместно ограничены разрывными нарушениями и имеют тектонические контакты со слабометаморфизованными породами сагалакской и арыджанской свит или сопровождаются зонами милонитов, содержащими диафоритовый парагенезис актинолита, эпидота и хлорита. Специфический состав и взаимоотношения с окружающими породами дают основание для выделения этих образований в качестве балтырганского метаморфического комплекса.

Амфиболиты, в том числе гранатовые, являются продуктом барофильного метаморфизма. По оптическим константам амфибол глаукофансланцевого ряда представлен в них кроссит-басабуданитом. Это

подтверждает данные Г.Г.Лепезина (1976) о том, что два из трех химических анализов амфибола из этих пород попадают в доверительный интервал амфиболов из фации глаукофановых сланцев. На отдельных участках амфиболиты подвержены плаггиомигматизации. Лейкосома мигматитов (табл. I, № п/п 20-24) представлена согласными со сланцеватостью линзовидными обособлениями гнейсоплаггиогранитов с мусковитом, реже с биотитом и гранатом. Степень мигматизации не превышает 10-20 % объема пород, площадь мигматизированных участков от первых до десятков метров в поперечнике.

Амфиболиты прорваны дайками диабазов, габбро-диабазов и габбро-диоритов (см. табл. I, № п/п 25-32), которые редко сохраняются в ненарушенном состоянии, обычно они сильно дезинтегрированы и наблюдаются в виде разрозненных будин в меланже. Матрикс меланжа представлен актинолитизированными глаукофановыми сланцами и амфиболитами. Дайки и будины резко отличаются от вмещающих их пород (см. табл. I, № п/п I-19) и не затронуты метаморфизмом. Степень меланжированности метаморфических пород высокая, но имеет скрытый характер из-за однородного состава и синектонической перекристаллизации пород. Амфиболиты являются метаморфизованными основными магматическими породами. По химическому составу и геохимии микрокомпонентов они тождественны N-типу базальтов срединно-океанических хребтов (Гусев, 1988). Метаморфизм пород протекал в условиях высокого давления, что, видимо, было связано с поглощением их в зоне субдукции. На основании ретроградных преобразований глаукофановых сланцев может быть реконструирована тектоническая история субдукционной зоны (Ernst, 1988). Обычно наложение на глаукофановый комплекс минералов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций связано с быстрой декомпрессией, сопровождающейся разогревом пород субдукционного комплекса, крайним выражением которого являются отмеченные процессы плаггиомигматизации. Предполагается, что быстротечность процесса связана с подходом к зоне субдукции поднятий океанического дна, океанических плато, островов, подводных гор (симаунтов) или фрагментов континентальной коры.

Таблица I

Химический состав метаморфических пород Баратальского и Арыджанского выступов, вес. %

Номер		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
п/п	проб														
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

## Амфиболиты и стильпномелановые сланцы Баратальского выступа

35	I	649-2	46,90	2,73	12,18	9,96	7,77	0,28	4,45	8,34	2,26	0,15	0,26	-	4,09	99,37
	2	3035-Ид	45,58	2,20	13,01	3,78	11,18	0,19	9,60	10,02	2,70	0,16	0,18	-	1,60	100,20
	3	3035-И	51,84	2,11	11,82	6,57	7,37	0,19	6,17	7,58	2,48	0,13	0,17	-	1,96	98,39
	4	3038д	44,20	2,38	13,38	4,95	11,64	0,25	8,80	8,35	3,00	0,11	0,18	-	2,20	99,44
	5	3038	48,50	1,50	13,58	5,77	7,37	0,18	7,29	9,31	2,76	0,11	0,13	-	2,27	98,77
	6	3062	50,50	1,35	12,91	3,86	7,99	0,21	6,61	10,12	2,70	0,21	0,12	1,32	2,95	99,53
	7	12767	48,67	1,85	13,55	3,79	9,81	0,25	7,16	8,83	3,90	0,20	0,19	0,10	1,93	100,13
	8	12768	47,61	1,76	14,09	3,72	9,51	0,22	7,26	10,94	2,70	0,13	0,15	0,14	2,18	100,27
	9	12803	48,55	1,87	13,37	5,77	7,96	0,23	8,57	9,11	3,04	0,23	0,17	0,18	1,49	100,36
	10	12804	53,66	2,02	11,95	3,74	8,32	0,20	5,54	9,11	2,38	0,13	0,22	0,23	1,75	99,02
	11	12801-И	49,82	1,70	13,37	4,60	9,44	0,20	7,26	7,29	3,90	0,14	0,18	0,40	2,12	100,02
	12	12808	50,49	1,53	13,91	4,97	7,12	0,22	7,06	10,23	2,28	0,11	0,14	0,27	1,74	99,80

## Амфиболиты Арыджанского выступа

35	13	62I	47,60	2,23	13,30	3,15	11,47	0,24	6,53	10,42	2,20	0,22	0,23	н.о.	2,08	99,85
	14	62I <sup>a</sup>	44,10	2,40	12,90	3,45	12,55	0,29	7,67	10,18	2,40	0,17	0,19	н.о.	3,46	100,04
	15	2863	46,89	2,15	13,62	3,29	11,49	0,23	6,95	10,14	1,75	0,33	0,17	н.о.	2,97	99,98
	16	2865-И	50,13	1,64	13,44	4,67	8,39	0,20	6,85	9,84	2,0	0,30	0,11	н.о.	1,94	99,91
	17	2864-И	48,25	2,17	13,26	4,75	10,46	0,23	6,65	8,72	2,09	0,23	0,14	н.о.	2,14	99,09
	18	529-4	46,75	1,54	10,93	3,11	10,39	0,21	11,14	7,86	2,86	0,14	0,15	-	3,63	98,71

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
19	8523-I	48,05	2,08	13,61	4,00	10,31	0,17	6,84	9,25	3,30	0,17	0,15	н.о.	2,01	99,93
Плаггиогранитогнейсы из лейкосомы мигматизированных амфиболитов.															
20	I2767-I	74,65	0,06	14,21	0,22	0,60	0,02	0,40	0,55	5,90	0,77	0,07	н.о.	0,78	98,23
21	I3388	75,35	0,03	12,38	1,53	0,28	0,03	0,60	2,33	6,10	0,18	0,02	н.о.	1,27	100,10
22	I3358	73,40	0,19	15,32	0,92	0,52	0,02	0,63	1,40	6,48	0,49	0,04	н.о.	1,25	100,66
23	I3358-2	73,40	0,09	15,56	0,71	0,33	0,02	0,37	0,84	7,80	0,22	0,10	н.о.	0,82	100,26
24	8541-I	73,80	0,01	15,00	0,41	0,19	0,01	0,22	1,48	7,21	0,31	0,02	0,79	1,30	99,96
Дайки и будины даек диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов в амфиболитах и глаукофансланцевом меланже															
25	I458	52,43	0,86	15,51	7,94	2,87	0,19	6,15	7,99	3,52	0,34	0,08	0,32	2,65	100,53
26	I461	50,73	1,17	14,62	2,28	8,69	0,21	6,75	9,11	3,42	0,37	0,12	0,32	2,93	100,40
27	I2787	53,91	1,08	14,26	1,94	9,51	0,19	5,04	7,15	3,00	0,90	0,12	0,40	2,70	99,80
28	I2807	52,47	0,55	15,66	2,48	7,12	0,16	7,56	4,70	4,64	0,75	0,07	0,32	1,65	97,81
29	I2781	55,31	1,38	12,84	2,75	9,51	0,20	2,82	6,73	3,60	0,70	0,19	2,75	2,75	98,78
30	I2780	49,35	1,25	13,73	2,95	7,87	0,16	6,96	8,83	4,38	0,07	0,10	1,72	3,83	99,48
31	7588	51,98	1,26	13,25	2,48	10,64	0,21	5,70	5,95	3,14	1,00	0,15	-	2,70	98,46
32	620	48,90	1,20	15,10	2,68	7,44	0,17	5,34	11,84	2,80	0,16	0,15	н.о.	3,75	99,99

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО "Запсибгеология". Результаты № п/п 13, 14, 32 заимствованы из работы В.В.Велинского и О.Л.Банникова (1982). Прочерк - содержание компонента ниже чувствительности метода. Здесь и далее н.о. - содержание не определялось.

Положение в разрезе, петрографические, петрохимические и геохимические особенности арыджанской свиты подробно рассмотрены ранее (Гусев, 1987; 1988). Базальтоиды арыджанской свиты (табл. 2) характеризуются толеитовым и субщелочным трендами фракционной кристаллизации расплавов в условиях низкого давления. Мощные и многочисленные силлы и дайки диабазов, комагматичные арыджанским базальтам (см. табл. 2, № п/п 2), имеют еще сильнее проявленное щелочное направление и подвержены интенсивной гравитационной дифференциации. Верхи вулканогенно-осадочного разреза, выделяемые в объеме сагалакской свиты, могут быть дополнены данными по базальтам, на которые непосредственно налегают известняки баратальской серии (см. табл. 2, № п/п 12-24). Среди них наибольший интерес представляют находки metabазальтов с повышенной калиевой щелочностью (см. № п/п 18-20). Сагалакские эффузивы образуют самостоятельное поле 20 (рис. 2), обособленное от эффузивов арыджанской свиты, за счет более высоких содержаний стронция и рубидия. Амфиболиты балтырганского комплекса почти полностью локализируются в поле производных океанической толеитовой магмы (см. рис. 1, поле 18), базальтоиды арыджанской свиты более обогащены рубидием (см. рис. 1, поле 19) за счет субщелочной серии пород в их составе.

Наблюдаются закономерности в распределении даек в Баратальском и Арыджанском выступах. В амфиболитах балтырганского и гипербазитах чаганзунского комплексов дайки и будины даек представлены диабазами, сопоставимыми с балхашской свитой и редко високотитанистыми диабазами арыджанской свиты. В базальтах и диабазах арыджанской свиты отмечается две группы даек: одна соответствует низкотитанистым диабазам, комагматичным балхашской свите (см. табл. 2, № п/п 3-II), другая сложена гибридными породами, среди которых выделяются дайки лампрофиров (по микроструктурам) известково-щелочной серии спессартитового ряда (см. табл. 2, № п/п 25, 26). Следующая серия даек с повышенной калиевой щелочностью (см. табл. 2, № п/п 27-29) характеризуется необычным минеральным составом. В них одновременно присутствуют первично-магматические оливин и кварц (см. табл. 2, № п/п 29), оливин и калишпат (см. табл. 2, № п/п 27), вторичный анальцит,

Таблица 2

Химический состав вулканогенных пород Баратальского и Арыджанского выступов, вес.%

Номер		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
п/п	проб														
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

## Арыджанская свита

Средние содержания и среднеквадратичные отклонения (знаменатель)  
по выборке метабазальтов и базальтовых порфиритов (20 проб)

I	<u>48,43</u> 2,06	<u>1,68</u> 0,21	<u>13,80</u> 1,09	<u>3,87</u> 1,14	<u>8,07</u> 1,22	<u>0,21</u> 0,02	<u>5,67</u> 0,97	<u>9,83</u> 1,96	<u>2,90</u> 0,84	<u>0,26</u> 0,14	<u>0,16</u> 0,06	<u>н.о.</u> —	<u>4,98</u> 2,38	99,86
---	----------------------	---------------------	----------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	------------------	---------------------	-------

То же по сйлам и дайкам диабазов, комагматичных арыджанской свите (23 пробы)

2	<u>49,53</u> 3,08	<u>1,54</u> 0,16	<u>14,94</u> 1,32	<u>3,25</u> 0,95	<u>8,97</u> 1,34	<u>0,20</u> 0,03	<u>5,17</u> 1,64	<u>7,16</u> 1,60	<u>4,03</u> 1,10	<u>0,68</u> 0,32	<u>0,27</u> 0,18	<u>0,77</u> 0,66	<u>3,82</u> 1,28	100,33
---	----------------------	---------------------	----------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	--------

Дайки диабазов в арыджанской свите, комагматичные балхашской свите

3	I3528	48,15	0,30	17,00	2,45	3,92	0,11	8,89	11,64	2,81	0,62	0,03	0,13	3,65	99,57
4	I3528-2	48,01	0,33	17,51	1,98	4,24	0,12	8,70	12,52	2,37	0,46	0,03	0,22	3,37	99,64
5	I452	51,60	0,57	15,33	3,52	7,57	0,19	8,16	5,75	3,04	0,27	0,07	0,36	3,04	99,11
6	646	50,56	0,83	16,00	3,22	6,41	0,16	5,39	9,48	2,25	0,13	0,10	0,5	4,47	99,00
7	I84	53,58	1,09	14,78	3,00	8,32	0,22	4,35	7,33	3,30	0,54	0,10	0,5	3,40	100,01
8	I8I-I3	50,51	0,95	14,70	4,19	7,97	0,21	6,45	8,64	3,30	0,32	0,10	0,13	2,96	100,3
9	I3657-2	47,18	0,63	12,92	3,80	5,08	0,15	10,50	11,97	0,58	0,23	0,10	1,06	6,27	99,41
10	I4102-2	49,20	0,53	15,30	0,85	6,62	0,14	9,59	11,42	2,02	0,22	0,04	0,44	2,68	98,61
11	I4316-I	48,80	0,42	18,10	1,89	6,72	0,14	10,79	10,01	2,54	0,36	0,08	0,17	0,24	100,09

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----

Базальты салакской свиты, подстилающие известняки баратальской свиты

12	730	49,67	1,51	13,73	2,12	9,48	0,20	6,75	9,36	2,90	0,32	0,15	0,5	3,12	99,31
13	I2048-4	48,90	3,25	13,91	9,26	5,47	0,20	3,63	5,38	4,10	1,00	0,60	0,1	4,71	100,42
14	7745	45,39	1,92	13,36	1,11	8,75	0,21	6,32	11,64	2,60	0,83	0,17	3,43	6,45	98,88
15	586	59,20	1,18	14,75	4,98	5,90	0,19	7,23	7,13	3,80	0,44	0,14	-	3,89	98,83
16	I2798	46,08	1,37	13,91	1,88	6,31	0,12	4,81	12,03	4,0	0,51	0,32	5,54	7,44	98,78
17	I64	48,57	1,24	14,29	3,38	5,53	0,10	6,09	7,81	3,90	0,23	0,19	4,05	7,18	98,51
18	I57	49,67	2,13	13,66	2,73	8,76	0,26	7,81	8,36	2,80	1,40	0,17	0,55	2,99	100,74
19	I3531-I7	51,76	2,56	13,65	4,38	4,36	0,12	3,83	6,62	3,59	2,22	0,41	2,64	6,40	100,11
20	I66-I	53,72	2,52	15,87	3,70	7,04	0,11	2,82	3,22	4,40	2,40	1,50	0,67	2,87	100,17

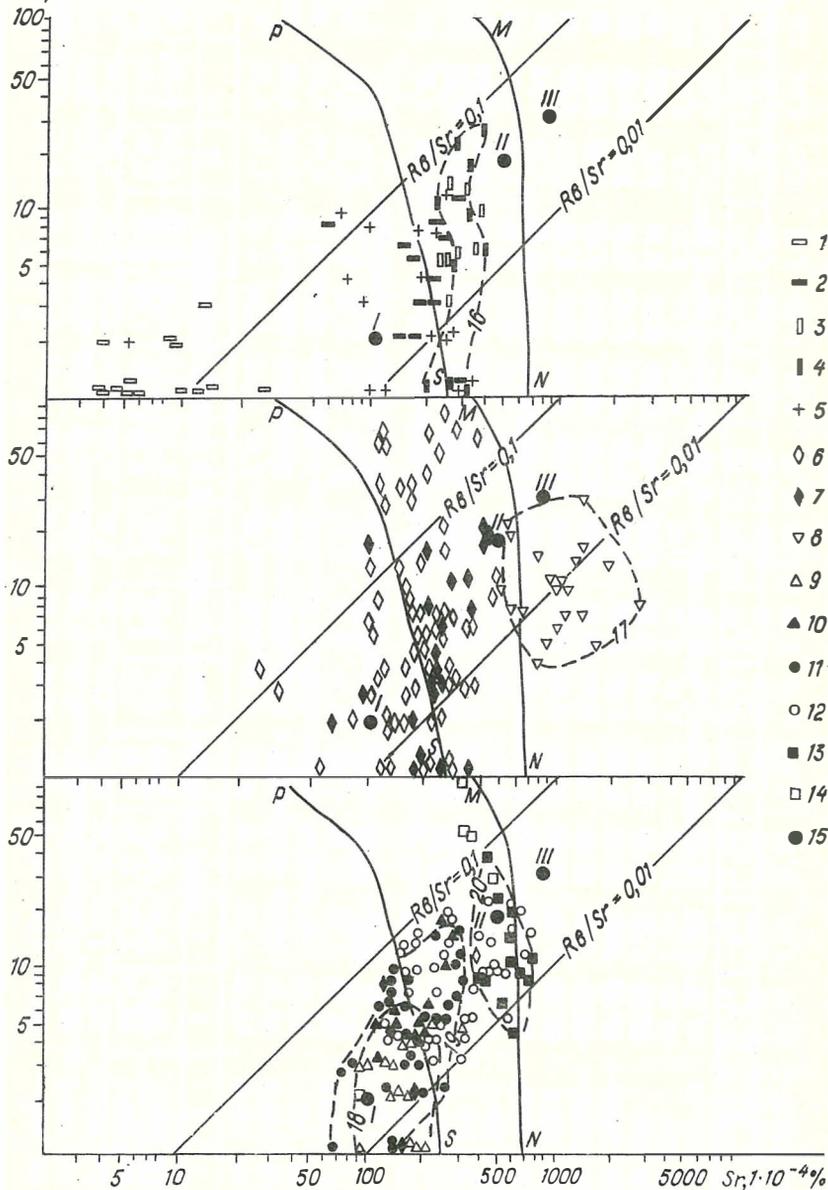
Гальки базальтоидов из базальных конгломератов баратальской свиты

21	I0302-I	39,71	1,45	10,82	1,66	5,66	0,25	5,40	16,10	2,76	0,43	0,44	10,82	14,07	98,75
22	I62	51,52	1,01	19,05	3,11	5,06	0,01	5,61	1,72	4,32	1,64	0,42	0,77	5,24	98,71
23	I62-I	47,82	1,18	18,17	4,35	7,09	0,02	4,57	3,10	5,50	0,64	0,21	2,02	5,96	98,61
24	I65-4	54,60	1,20	15,88	3,69	5,25	0,01	5,53	2,07	4,42	0,64	0,48	1,14	5,18	98,95

Дайки гибридных пород в арыджанской и салакской свитах

25	3037	53,19	0,90	14,16	2,37	8,89	0,40	4,84	7,29	4,10	0,39	0,09	0,62	3,06	99,68
26	I57-7	59,65	1,01	13,44	2,46	7,77	0,19	3,19	5,23	3,20	1,00	0,13	0,59	2,80	100,07
27	3062-3	50,86	1,10	16,85	2,27	6,69	0,17	5,97	5,61	3,04	3,54	0,24	0,66	3,52	99,86
28	I82-2	49,45	0,90	17,57	3,41	6,23	0,17	7,42	6,17	3,10	2,20	0,10	0,31	3,48	100,20
29	9-I	48,72	1,44	13,63	3,04	11,14	0,28	7,03	5,53	2,48	1,40	0,08	0,36	4,64	99,77

$Rb, 1 \cdot 10^{-4} \%$



возможно по первичному лейциту (см. табл. 2, № п/п 28). Эти разновидности могут относиться к шшонитовой серии, причем они образуют прямое продолжение сагалакской свиты с более высоким содержанием рубидия (см. рис. I).

Палеообстановка формирования вулканогенных пород Арыджанского и Баратальского горста связывается с повторным спредингом в пределах субокеанической рифтовой зоны. В отличие от осевого срединно-океанического спрединга вулканическая постройка формировалась во внутриплитной обстановке на коре океанического типа в условиях рассеянного спрединга, где ведущая роль принадлежала не пластинчатому комплексу даек, а дайково-силловым залежам. Современными аналогами таких обстановок являются симаунты в системе Императорского хребта диаметром до 250 км. Накопление баратальской свиты могло происходить в условиях мелководной карбонатной платформы, цоколь которой сложен такой вулканической постройкой или цепочкой вулканов на океаническом дне.

Рис. I. Диаграммы Rb-Sr (масштаб логарифмический) для магматических и метаморфических пород Курайской зоны. Основа графиков по Г.Б.Ферштаттеру и др. (Эвгеосинклинали... серии, 1984). Линиями ограничены поля пород, производных исходных магм: левее PS - океанической толеитовой, между PS и MN - континентальной и островодужной толеитовой, правее MN - континентальной андезитовой и базальтовой повышенной щелочности. Фигуративные точки междуеркского комплекса: I - пироксениты, 2 - габбро, 3 - диабазы и габбро-диабазы, 4 - экструзивные тела и дайки высокотитанистых диабазов, базальтовых и андезитовых порфиритов, 5 - кварцевые диориты и плагиограниты, 6 - эффузивы балхашской свиты, 7 - субвулканические интрузии, силлы и дайки, комагматичные балхашской свите, 8 - вулканы курайской свиты, 9 - амфиболиты Арыджанского и Баратальского выступов, 10 - дайки и будины основного состава в амфиболитах, 11 - эффузивы арыджанской свиты, 12 - силлы и дайки диабазов, комагматичные арыджанской свиты, 13 - эффузивы сагалакской свиты, 14 - дайки гибридных пород в арыджанской и сагалакской свитах; 15 - средние составы: I - океанического толеита, II - континентального толеита, III - щелочного базальта. Пунктиром обозначены поля пород: 16 - высокотитанистых порфиритов и диабазов, 17 - курайской свиты, 18 - амфиболитов, 19 - эффузивов арыджанской свиты, 20 - эффузивов сагалакской свиты

Вулканогенные породы в обрамлении Восточно-Алтайского кристаллического массива исследованы по латерали на протяжении 150 км. Область изучения на юго-востоке ограничивалась бассейном р. Кокоря, на северо-западе - бассейнами рек Джундук и Аспатты. Ранее эти отложения выделялись в районе пос. Акташ - в составе акташской свиты (Бондаренко, 1976), на северо-западе они же охарактеризованы под названием "чаранайская свита" (Гусев, 1985). Состав отложений сильно варьирует по простиранию, общей особенностью является увеличение доли кислых вулканогенных пород и калиевой щелочности в них, а также осадочных отложений как с юго-востока на северо-запад по простиранию полосы, так и вкост простирания в сторону жесткого кристаллического основания.

В строении венд-нижнекембрийских отложений южных склонов Курайского хребта принимают участие: вулканогенные образования основного состава балхашской свиты; кислые вулканокластические, туфогенные и осадочные черносланцевые отложения и известняки тыдтуярыкской свиты; вулканогенно-осадочные отложения курайской свиты. Наблюдаются общие закономерности эволюции вулканизма и осадконакопления. Низы разреза балхашской свиты обычно представлены низкотитанистыми островодужными андезитовыми и андезито-базальтовыми плагиопорфиритами (табл. 3, № п/п I-16). В средней части доминируют высокомагнезиальные пироксеновые базальтовые порфириты с отдельными признаками бонинитов (см. табл. 3, № п/п 20-25). Обе серии пород сопровождаются дифференциатами кислого состава (см. табл. 3, № п/п I7-I9, 26-28), но они резко подчинены по объему. Вулканыты кислого состава доминируют в составе туфов основания тыдтуярыкской свиты, где отдельные пачки достигают мощности первых сотен метров. В верхах разреза балхашской свиты развиты экструзивные и субвулканические образования андезито-базальтового ряда (см. табл. 3, № п/п 44-50). Курайская свита сложена андезитоидным вулканогенно-олигостромовым комплексом, залегает с несогласием на балхашской свите и по латерали она фациально замещается флишсоидными отложениями. С полями развития балхашской свиты пространственно и генетически связан мештуерькский интрузивный комплекс, выделенный В.А.Скуридиным (1964) и представленный расслоенными массивами. Наиболее крупный Мештуе-

Таблица 3

Химический состав вулканогенных пород южных склонов Курайского хребта, вес.%

Номер		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
п/п	проб														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
ЭФФУЗИВЫ БАЛХАШКОЙ СВИТЫ															
Толетитовая серия															
1	I28I4	54,87	0,97	I7,30	5,05	6,85	0,13	2,32	3,22	6,30	0,07	0,11	0,36	3,21	100,55
2	I28I4-4	54,68	0,75	I6,05	4,12	6,52	0,14	3,63	3,08	5,10	0,43	0,09	2,25	5,50	100,09
3	I28I4-5	56,41	0,59	I7,65	3,74	5,99	0,14	4,44	1,00	5,30	0,05	0,09	0,62	4,23	99,63
4	I28I4-9	56,33	0,81	I6,22	3,45	8,82	0,13	2,12	1,93	4,42	0,48	0,13	1,14	4,61	99,45
5	I3045	49,84	1,24	I7,44	5,73	3,09	0,12	2,21	5,88	5,90	0,33	0,21	4,40	6,18	97,17
6	I28I4-I2	49,25	0,58	I7,12	5,62	6,87	0,19	5,71	7,83	2,64	0,36	0,06	0,48	3,76	99,75
7	I28I5	49,70	0,61	I8,36	3,93	7,52	0,19	5,22	8,29	2,46	0,34	0,06	0,13	2,92	99,60
8	I2824	52,64	0,47	I4,80	1,94	9,51	0,18	5,95	4,91	3,72	0,30	0,07	1,81	5,39	99,88
9	I2840-6	50,40	0,56	I7,29	1,73	7,61	0,15	4,24	5,22	5,00	0,21	0,07	3,34	6,94	99,42
10	I482	40,36	1,38	I5,87	4,36	8,35	0,22	7,34	7,15	3,80	0,24	0,34	0,57	4,49	99,90
11	832-a	46,41	0,53	I6,14	3,65	9,18	0,10	6,10	10,00	3,15	0,50	0,37	н.о.	3,87	100,00
12	I2884	56,01	1,21	I4,80	2,40	8,45	0,11	4,32	4,77	4,90	0,19	0,14	0,48	1,09	98,39
13	I78	51,12	0,60	I6,10	3,28	8,19	0,22	3,81	7,80	4,85	0,36	0,05	н.о.	3,23	99,76
14	I79	51,04	0,41	I7,36	2,77	8,05	0,14	4,31	6,74	5,12	0,60	0,01	н.о.	3,24	100,12
15	200	50,74	0,85	I7,57	5,04	5,77	0,18	5,86	6,17	3,34	0,07	0,15	0,40	4,40	100,14
16	3080	50,60	0,68	I7,57	4,45	3,83	0,12	4,78	8,32	3,42	0,33	0,17	2,00	5,20	99,44
17	240-I	66,28	1,34	I4,99	4,84	1,93	0,04	0,64	1,26	7,10	0,82	0,21	0,70	1,17	100,62
18	829 <sup>0</sup>	74,31	0,19	I2,29	0,41	3,14	0,10	0,42	1,95	5,30	0,05	0,03	н.о.	1,43	99,62
19	4-2	72,62	0,10	I3,47	1,32	0,50	0,03	0,27	2,13	4,20	2,00	0,02	1,67	2,48	99,14

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Известково-щелочная серия															
20	24I-I	50,86	0,30	13,26	4,90	4,88	0,16	8,53	9,88	2,00	0,38	0,06	0,66	3,99	99,20
21	I630-4	50,85	0,33	13,62	0,31	9,28	0,21	9,34	11,60	2,40	0,39	0,05	н.о.	1,55	99,73
22	I62I-I	50,35	0,28	8,06	2,08	6,23	0,21	12,86	15,93	0,89	0,17	0,06	н.о.	-	97,12
23	I469	52,34	0,22	6,60	3,13	7,90	0,22	16,43	10,23	0,73	0,28	0,03	0,45	2,87	100,98
24	I469-I	52,22	0,20	7,13	2,13	7,98	0,22	13,55	11,12	0,68	0,25	0,05	0,26	2,90	98,43
25	I478	52,13	0,32	13,73	2,02	6,37	0,16	7,76	5,47	3,10	0,11	0,02	3,57	8,14	99,33
26	3960-2	65,14	0,17	11,82	0,96	4,29	0,14	2,78	7,20	3,60	0,08	0,05	н.о.	3,63	99,85
27	575	69,35	0,34	10,39	4,95	2,53	0,05	3,98	1,01	4,94	0,12	0,07	н.о.	1,79	99,51
28	668	82,48	0,14	9,89	0,77	0,72	0,02	0,56	0,31	0,14	2,70	0,03	-	1,88	99,64
СУБВОЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ, СИЛЫ И ДАЙКИ В БАЛХАШСКОЙ СВИТЕ															
29	505	51,83	1,32	14,40	4,95	7,56	0,21	3,59	7,35	3,80	0,15	0,15	0,66	3,42	98,73
30	506	49,34	1,00	12,53	4,69	5,78	0,16	10,08	9,38	2,10	0,10	0,09	-	3,86	99,11
31	508-I	45,50	0,69	10,85	4,43	6,33	0,22	15,44	6,97	2,28	0,09	0,08	0,75	6,28	99,16
32	240-2	53,46	0,58	11,56	4,56	4,19	0,18	9,20	9,90	1,87	1,05	0,24	-	2,42	99,21
33	240-2 <sup>a</sup>	51,39	0,61	9,72	3,63	6,39	0,19	12,40	10,57	1,18	0,64	0,09	-	2,81	99,62
34	I28I4-I7	50,45	0,63	17,47	3,21	8,17	0,21	5,55	6,81	2,64	0,78	0,07	-	3,71	99,70
35	I2824-I	50,97	0,45	16,05	2,63	7,00	0,21	8,10	8,49	3,42	0,30	0,05	0,45	2,92	100,59
36	I244I	49,05	1,31	15,51	3,23	8,02	0,29	6,37	8,19	3,50	0,09	0,13	0,00	2,88	98,57
37	7316	51,51	0,73	15,29	2,31	7,37	0,20	6,43	3,16	5,56	0,13	0,04	2,97	6,21	98,94
ТЫДТУАРЫКСКАЯ СВИТА															
Дайки горнблендитовых порфиритов															
38	507	46,44	0,16	8,53	3,37	5,92	0,18	19,18	7,04	0,85	0,15	0,04	0,00	6,18	98,04
39	507 <sup>a</sup>	50,90	0,25	12,83	4,21	7,99	0,20	9,14	9,76	1,33	0,19	0,02	0,00	3,28	100,11

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5	I6
40	507-3	53,52	0,18	8,09	1,21	8,08	0,24	12,17	9,42	1,22	0,63	0,06	0,00	3,09	87,91
41	507мф	49,71	0,52	10,30	1,89	9,89	0,25	11,90	10,85	0,91	0,20	0,01	н.о.	3,28	99,71
Дайки диабазовых порфиров с тулито															
42	I3110	47,95	0,25	23,39	4,12	4,21	0,16	4,63	8,69	3,90	0,06	0,02	0,62	2,94	100,30
43	I3100-I	42,14	0,34	26,16	3,70	4,12	0,15	3,83	13,18	1,90	0,73	0,02	0,73	3,51	99,78
ЖСТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА И ДАЙКИ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ДИАБАЗОВ, БАЗАЛЬТОВЫХ И АНДЕЗИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ															
Балхашская свита															
44	I2813-I6	48,32	2,94	14,09	6,12	7,64	0,20	4,44	6,45	4,40	0,41	1,16	0,45	2,84	99,01
45	I2840-9	51,14	2,32	14,98	6,84	7,52	0,31	1,39	4,99	4,40	0,25	0,76	0,18	2,85	97,75
46	I2840-I5	49,09	1,80	17,12	4,66	9,19	0,23	5,14	7,19	3,72	0,10	0,16	-	1,52	99,88
47	I2840-I7	48,85	2,39	16,05	3,36	9,10	0,21	5,83	5,68	3,90	0,41	0,36	-	3,67	99,81
48	I3094	50,18	2,12	15,13	4,09	9,75	0,27	6,45	4,76	4,20	0,13	0,35	0,39	2,36	99,79
49	709-I	49,24	2,01	13,81	9,20	6,59	0,19	2,40	7,57	5,04	1,11	1,23	н.о.	2,56	100,95
50	I2883	50,24	1,55	15,51	1,44	7,43	0,14	5,47	7,04	2,86	0,12	0,32	3,34	7,18	99,30
Тыдтуярыкская свита															
51	I2841-5	51,04	2,66	15,51	7,23	5,57	0,20	3,26	5,45	4,80	0,66	0,63	-	2,68	99,69
52	I2841-9	49,04	2,24	15,33	3,28	9,56	0,22	4,90	6,70	4,00	0,40	0,44	-	2,16	98,27
Мештуерыкский массив															
53	I477-2	52,94	2,29	15,87	1,85	6,22	0,16	5,24	7,15	5,04	0,11	0,68	0,14	2,22	99,77
КУРАЙСКАЯ СВИТА															
Базальтовые и андезитовые порфиры															
54	7104-I	51,99	0,85	16,67	2,71	7,15	0,20	5,00	8,16	4,10	0,42	0,13	0,92	2,54	99,92

Окончание табл. 3

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
55	I2829-I	52,59	0,71	19,61	1,74	4,42	0,16	3,02	8,13	4,10	0,57	0,12	2,56	4,11	99,28
56	I2892-2	57,18	0,46	14,62	1,50	4,92	0,10	4,33	4,63	4,40	0,56	0,15	1,81	4,88	97,75
Кристаллокластические туфы															
57	I2835-2I	57,47	0,46	17,00	2,29	2,47	0,10	2,82	5,75	5,30	0,27	0,12	3,66	6,49	100,54
58	I83-3	54,81	0,69	16,85	2,81	6,22	0,16	3,72	7,66	4,20	0,63	0,12	-	1,66	99,53
59	I2022	55,99	0,53	17,03	1,86	4,39	0,10	4,32	7,15	5,33	0,57	0,12	-	1,86	99,25
Лапилли субвулканических андезито-дацитовых порфиров в туфах															
60	90I-I	59,30	0,60	16,40	3,46	3,70	0,07	2,44	6,27	5,30	0,39	0,11	-	1,90	99,94
61	90I-2	65,70	0,38	14,31	1,87	2,66	0,04	1,04	5,78	4,60	0,58	0,07	-	2,49	99,52

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО "Запсибгеология". Результаты № п/п 14, 15 заимствованы из работы А.Ф.Белюсова и др. (1969).

рыкский массив залегает среди отложений тыдтуяркской свиты, но имеет с ними тектонические границы и представляет собой фрагмент тектонического покрова. В строении массива наблюдается чередование полос пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро, габбро-анортозитов, габбро-диабазов и пород диоритового облика (табл. 4). Ультрамафит-мафитовая ассоциация пересекается дайками плагиогранитов. По минералогическим и петрогеохимическим признакам балхашская свита и мештуеркский комплекс являются комагматическими образованиями и характеризуются крайне "истощенным" магматическим источником. Пироксеновые порфириды балхашской свиты содержат шпильеры размером в первые метры, обогащенные пироксеном (см. табл. 3, № п/п 23, 24), часто амфиболлизированные и превращенные в горнблендиты, дайки которых прорывают низы тыдтуяркской свиты (см. табл. 3, № п/п 38-41). Горнблендиты и пироксениты в свою очередь прорваны экструзивными образованиями верхов балхашской свиты (андезиты и диабазы с крайне высокими содержаниями фосфора и титана (см. табл. 3, № п/п 44-53)).

Таким образом, эволюция магматического очага в начале вулканической деятельности контролировалась фракционированием плагиоклаза. В остаточном расплаве происходила кристаллизация клинопироксена и удаление его из очага в составе высокомагнезиальных базальтов. Одновременно формировался расслоенный кумулятивный комплекс от пироксенитов до флотационных диоритов. Обогащение остаточного расплава кремнекислотой и глиноземом привело к ликвации магмы с образованием несмешанных основных (до ультраосновных и кислых составляющих, проявленных как в вулканической, так и в плутонической фациях). Признаки ликвации достаточно широко развиты в эффузивах свиты в виде глобулярных структур (сросшихся глобулей кислого состава, заключенных в меланократовом матриксе) и кластолав контрастного состава (кварцевый риолит с обломками пироксенового меланобазальтового порфирита). Формирование заключительного экструзивно-субвулканического комплекса может быть связано с поступлением в магматическую камеру новых порций расплава из участков недеплетированной мантии.

Все изложенное позволяет на южном склоне Курайского хребта выделить раннюю островодужную вулканоплутоническую ассоциацию, объединяющую балхашскую свиту и мештуеркский комплекс. Возраст ее не моложе низов нижнего кембрия, так как вулканизм курайской

Химический состав пород мештуерьянского комплекса, вес. %

Таблица 4

Номер		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
п/п	проб														
Пироксениты															
I	I477-3	51,0I	0,20	4,28	1,84	6,97	0,16	17,44	14,44	0,25	0,05	0,03	0,40	3,II	99,78
2	82I3	50,78	0,II	1,78	1,37	4,8I	0,17	19,35	17,05	0,17	0,05	0,05	0,00	2,40	98,09
3	82I4	53,47	0,05	1,70	0,62	3,95	0,14	18,12	19,06	0,17	0,05	0,02	-	1,73	99,08
4	82I7	50,63	0,03	0,80	1,79	3,40	0,12	22,50	16,34	0,08	0,05	0,04	-	3,14	98,92
Габбро-пироксениты															
5	с-233	52,95	0,43	8,08	1,2I	7,04	0,13	13,23	II,30	2,43	0,48	0,10	н.о.	2,74	100,12
6	с-226	47,90	-	12,28	2,13	7,58	0,13	12,44	10,58	2,09	0,50	0,44	-	2,74	98,8I
7	с-225	47,74	-	16,25	2,80	5,89	0,64	10,50	II,95	0,80	0,20	-	-	2,94	99,7I
8	с-226 <sub>2</sub>	52,20	-	13,54	2,19	6,52	0,55	II,15	10,24	0,98	0,31	-	-	1,68	99,36
9	I2407	46,8I	0,25	14,62	1,54	6,23	0,20	12,4I	12,1I	1,40	0,07	0,02	0,70	4,36	100,02
Диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты															
10	I3103	51,16	0,33	13,66	3,02	6,48	0,18	7,76	II,07	1,10	0,14	0,07	0,44	3,26	97,93
11	I477-7	49,88	1,00	15,33	3,75	6,97	0,20	7,56	9,67	3,30	0,21	0,07	0,23	2,13	100,07
12	82I5	45,90	0,47	17,39	2,15	8,45	0,22	6,85	10,97	1,73	0,75	0,06	0,35	3,25	98,19
13	82I6	46,36	0,40	19,61	2,20	7,22	0,20	4,76	11,78	1,45	0,15	0,04	0,40	3,77	97,94
Кварцевые диориты и плагиограниты															
14	I2884-I	63,98	0,55	15,69	2,91	4,36	0,10	1,71	4,65	4,20	0,05	0,10	-	1,66	99,96
15	I2815-6	65,88	0,46	14,79	3,64	2,69	0,06	1,14	2,04	6,40	0,37	0,07	1,32	2,29	99,83
16	82I8-I	59,35	0,15	16,48	0,19	3,75	0,10	5,22	4,84	7,30	0,13	0,05	-	2,73	100,22
17	82I3-3	72,72	0,18	13,19	0,25	2,36	0,06	0,97	3,48	4,20	0,34	0,04	0,18	0,97	97,76
18	I477-6	72,12	0,18	11,59	1,28	0,82	0,21	0,20	2,66	5,34	0,15	0,02	0,27	0,54	98,11
19	82I7-3	72,07	0,12	12,95	0,68	1,49	0,04	1,29	4,29	4,20	0,34	0,05	-	1,89	99,41

свиты верхней половины нижнего кембрия отличается резко и является производным континентальной магмы (см. табл. 3. № п/п 54-6I; рис. I, поле I7).

Высокомагнезиальные базальтоиды балхашской свиты оценивались с точки зрения принадлежности их к бонинитовой серии пород. Для них характерны порфириды, состоящие на 80-90 % из бледно-зеленого актинолита ( $Ng' = I,644-I,647$ ;  $Np' = I,625-I,628$ ), содержащего около 80 % молекулы  $Ca_2Mg_5$ . В виде примеси наблюдаются (%): клиноцоизит (10-20), хлорит (3-4), кварц (3-5), лейкоксен (1-2), реликты пироксена. Структура пород бластопорфировая, вкрапленники, образующие иногда гломеросrostки, представлены уралитовыми псевдоморфозами актинолита по пироксену. Форма псевдоморфоз призматическая или изометричная. Иногда среди актинолитовых псевдоморфоз наблюдаются более светлые пятна, представляющие реликтовый пироксен, но измененный, т.е. уже не первоначальный пироксен, но еще и не актинолит. Основная нематобластовая масса пород изменена полностью, в основном актинолитизирована. По петрохимическим особенностям высокомагнезиальные базальтоиды балхашской свиты отклоняются от составов типовых бонинитов (рис. 2) преимущественно за счет более высокого отношения  $CaO$  к  $Al_2O_3$ . Пример подобной бонинитовой ассоциации с преобладающим субкальциевым авгитом приводится в Северо-Западной Сибири (Шарков, Синдеев, 1987). В поля типичных бонинитов попадают или максимально приближены к ним субвулканические тела в балхашской свите и одна из даек горнблендитовых порфиритов в тыдтуярыкской свите (см. табл. 3, № п/п 3I,35,39). Содержания (г/т): хрома (280-1100), никеля (100-500), кобальта (40-80), рубидия (4-6), стронция (118-236), наряду с петрохимическими признаками (высокая магнезиальность, низкая титанистость), весьма сближают эти породы с бонинитами (Nickey, Frey, 1982; Богданова, 1987). Еще большее сходство можно видеть с позиций, развиваемых Н.Л. Добрецовым и др. (1986), рассматривающих марианит-бонинитовую серию как петрохимический аналог пироксенитов и связывающих родоначальную магму с плавлением амфиболсодержащих перидотитов. По их данным марианит-бонинитовая серия ложится на единый тренд с известково-щелочными андезито-базальтами и андезитами и в её эволюции ведущая роль принадлежит кумуляции магнезиального пироксена и хромита. Образование бонинитовой ассоциации с субкальциевым авгитом

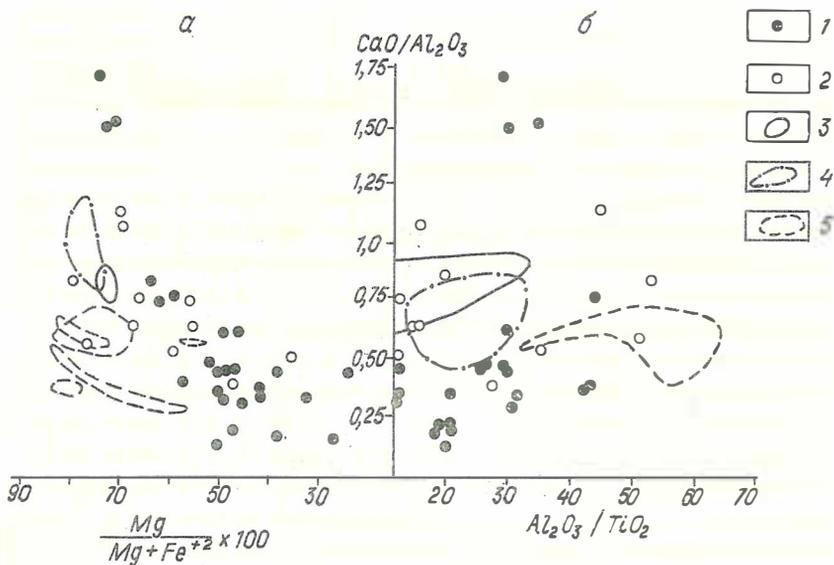


Рис.2. Положение пород балхашской свиты на диаграммах для выделения бонинитовых серий:

а - по Л. Вессаллува et al. (1986), б-по А.Д.Скрафорд, В.Е.Самерон (1985). 1 - базальтоиды балхашской свиты, 2 - субвулканические тела и дайки диабазов и горнблендитовых порфиритов. Ограничены поля пород: 3 - базальтов срединно-океанических хребтов, 4 - островодужных базальтов и андезитов, 5 - бонинитовых серий Марианского желоба, Бонинских островов, Новой Каледонии

рассматривается Е.В.Шарковым и А.С.Синдеевым (1987) как магнезиальный вариант также известково-щелочной серии, связанный или с особенностью плавящегося субстрата, или с добавкой к расплаву обычного бонинита небольшого количества толеитового базальта.

Геология и петрография высокомагнезиальных пород балхашской свиты позволяют считать их продуктом эволюции расплавов с фракционированием пироксена. Крайним выражением этого процесса является формирование комплементарных высокомагнезиальным горнблендитовым порфиритам высокоглиноземистых диабазовых порфиритов (см. табл. 3, № п/п 42,43). Последние образуют как самостоятель-

ные дайки, так и центральные части даек, зальбанды которых сложены пироксеновыми порфиритами. Генезис высокомагнезиальных пород Балхашской свиты отличается от модели формирования типичных бонинитовых серий, для которых высокая магнезиальность является первичной за счет плавления сильно децелетированного источника (в результате отделения островодужных базальтов) после обогащения его водными флюидами субдуцирующей океанической литосферы (Vesca luva et al., 1986, 1988). Проблема бонинитов достаточно обширна, выделяются серии, промежуточные между толеитами островных дуг и типичными клиноэнстатит-ортопироксеновыми бонинитами (Vesca luva et al., 1986), и серии с разной степенью обогащенности легкими редкоземельными элементами и титаном (Crawford, Cameron, 1985), низко- и высокотитанистые серии бонинитов (Данюшевский, Соболев, 1987). В сложившейся ситуации для высокомагнезиальных пород Балхашской свиты представляется целесообразным использовать термин "суббонинитовые" породы.

Генезис низкотитанистых базальтов и бонинитов ограничивается интраокеанической супрасубдукционной обстановкой. Массивы мештуерькского комплекса могут интерпретироваться как остатки магматической камеры, входящей в состав островодужной системы. Подобные ультрамафит-мафитовые ассоциации являются результатом распространенного механизма эволюции магмы в глубинных частях островных дуг Японии, Пакистана, Аляски (De Bari Susan, Coleman, 1989), где также, благодаря фракционированию бедных глиноземом фаз (оливина и пироксена), остаточные расплавы представлены высокоглиноземистыми породами.

Формирование экстрезивных тел и даек высокотитанистых базальтоидов связано с более поздним этапом раскола островной дуги. Подобная смена состава основных пород описана на примере Восточного Саяна (Добрецов и др., 1986). На существенную роль рифтового процесса в системе островной дуги, который может не привести к обширным бассейнам, но сопровождаться поднятием горячего астеносферного диапира и поступлением новых порций расплава из недеплетированной мантии, указывают L. Vesca luva et al. (1988).

Тектонически скученные вулканогенно-осадочные отложения в пределах Курайской зоны в первичном залегании представляли латеральную последовательность, связанную фаціальными переходами. Накопление кремнистых, черносланцевых и карбонатных отложений

тыдтуяркской свиты, вероятнее всего, происходило в морском бассейне трога внешней дуги, формирование терригенных отложений акташской и черанайской свит —, видимо, в бассейне тыловой дуги. Песчаники и конгломераты этих свит характеризуются хорошей окатанностью кварцевого обломочного материала, высокой карбонатностью пород, особенно в цементе. Эфузивные образования в них субаэрального типа с высокой окисленностью железа и относятся к известково-щелочной серии. В совокупности это свидетельствует о накоплении отложений акташской и черанайской свит на краю континента или на комплексе пород, тектонически приращенных к континенту. Геохимические особенности более позднего вулканизма курайской свиты предполагают обстановку зрелой континентальной коры.

Анализ магматической деятельности в юго-восточной части Горного Алтая позволяет реконструировать следующую последовательность событий. Арыджанская и сагалакская свиты формировались на коре океанического типа в обстановке подводных гор или островного архипелага. В результате заложения и развития зоны субдукции почти вся океаническая кора была поглощена. Сохранились только небольшие ее фрагменты, представленные гипербазитами первого слоя и базальтами океанического дна, подвергшимися высокотемпературному метаморфизму с последующей мигматизацией. Вулканическое поднятие на субдуцирующей океанической плите приращено к комплексу островодужных образований и инъецировано дайками и субвулканическими телами островодужной магмы. Формирование мештуеркского комплекса, балхашской и тыдтуяркской свит происходило в осевой зоне магматической дуги и трога внешней. Акташская и черанайская свиты отвечают тыловой зоне вблизи окраины континента. Накопление элиостромового комплекса и вулканогенных пород курайской свиты во второй половине нижнего кембрия соответствует режиму краевого бассейна в области сжатия.

#### Список литературы

БЕЛОУСОВ А.Ф., КОЧКИН Ю.Н., ПОЛНКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. — М.: Наука, 1969. — 283 с.

БОГДАНОВА Е.И. Некоторые критерии выделения бонинитов в ряду высокомагнезиальных пород // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии Уральского отд-ния АН СССР, 1986. - Свердловск, 1987. - С. 62-64.

БОГОЛЕПОВ К.В., ЯНШИН А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаганузунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. - 1973. - № 8. - С. 12-24.

БОНДАРЕНКО П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). - Новосибирск: Наука, 1976. - 117 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАННИКОВ О.Л. О специфическом составе пород Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. - Новосибирск, 1982. - С.40-55.

ГУСЕВ Н.И. Вулканические образования в восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. - 1985. - № 5. - С.28-35.

ГУСЕВ Н.И. Петрохимические особенности арыцжанской свиты юго-восточной части Горного Алтая // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. - Новокузнецк, 1987. - С.75-77.

ГУСЕВ Н.И. Геолого-геохимические особенности арыцжанской свиты юго-восточной части Горного Алтая: Реф. депонир. ст. // Геология и геофизика. - 1989. - № 1. - Деп. в ВИНИТИ 08.02.89, № 1041-В.

ГУСЕВ Н.И., КИСЕЛЕВ Е.А. Стратиграфическая последовательность докембрийских отложений юго-восточной части Горного Алтая // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. - Новосибирск, 1988. - С.125-134.

ДАНОШЕВСКИЙ Л.В., СОБОЛЕВ А.В. Новые данные по петрологии бонинитов Тонга // Геология и геофизика. - 1987. - № 12. - С.100-103.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., КОННИКОВ Э.Г., МЕДВЕДЕВ В.Н., СКЛЯРОВ Е.В. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. - 1986. - № 2. - С.29-35.

ЗЫБИН В.А., СЕРГЕЕВ В.П. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений юго-востока Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтология позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. - Новосибирск, 1978. - С.9-22.

КУЗНЕЦОВ В.А. Ртутные месторождения Горного Алтая // Месторождения редких малых металлов СССР. Т. I. - М., 1939. - С. 293-377.

ЛЕПЕЗИН Г.Г. Особенности химизма метаморфических амфиболов Алтае-Саянской складчатой области // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. - Новосибирск, 1976. - С.160-174.

СКУРИДИН В.А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1964. - № 2. - С.48-62.

ШАРКОВ Е.В., СИНДЕЕВ А.С. Сакаловиты офиолитового комплекса Бассит (Северо-Западная Сирия) - клинопироксеновый аналог бонинита // Геохимия. - 1987. - № 12. - С.1731-1739.

ЭВГЕОСИРИЦИНАЛЬНЫЕ габбро-гранитоидные серии / Г.Б.Ферштаттер, Л.В.Малахова, Н.С.Бородина и др. - М.: Наука, 1984. - 264 с.

BECCALUVA L., SERRI G., DOSTAL J. Geochemistry and petrology of tholeiitic lavas from Mariana and Yar trenches bearing on the genesis of low-Ti island arc basalts and boninites // Ophioliti. - 1986. - V. 11, N 2. - P.141-146.

BECCALUVA L., SERRI G. Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting // Tectonophysics. - 1988. - V.146, N 1-4. - P.291-315.

CRAWFORD A.J., CAMERON W.E. Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heatcote, Victoria // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1985. - V. 91, N 1. - P. 93-104.

De BARI SUSAN M., COLEMAN R.G. Examination of the deep levels of an island arc: evidence from Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska // J. Geophys. Res.: B. - 1989. - V.94, N 4. - P.4373-4391.

ERNST W.G. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist PT paths // Geology. - 1988. - V.16, N 12. - P.1081-1084.

HICKEY R.L., FREY F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1982. - V. 46. - P.2099-2115.

ФРАГМЕНТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ  
В КУРАЙСКОМ ХРЕБТЕ (Горный Алтай)

Одним из наиболее изученных районов Горного Алтая является южный склон Курайского хребта. Повышенное внимание здесь давно привлекают выходы пород венд-кембрийской офиолитовой ассоциации, самый крупный из которых — Чаганузунский гипербазитовый массив, вытянутый согласно общему северо-западному простиранию структур вдоль левого берега р.Чуя. В отношении этого массива и его рамь выдвинуто предположение, что они представляют собой реликты разреза ископаемого бассейна с корой океанического типа (Боголепов, Яншин, 1973), которые в настоящее время слагают систему тектонических пластин (покровов), сформировавшихся в основном в додевонскую эпоху (Кузнецов, Симонов, 1976; Кузнецов, 1980; Буслов, 1987а).

Новый интерес к району возник в связи с обнаружением в полосе вулканитов, окаймляющей Чаганузунский массив с северо-востока, высокомагнезиальных разностей, относящихся к бонинитовой серии (Симонов, Кузнецов, 1991). Бониниты известны главным образом среди структур современных активных океанических окраин, где подавляющее большинство их находок приурочено к фронтальным частям вулканических островных дуг (Добрецов и др., 1980). Находки бонинитов в разрезах древних складчатых областей пока еще очень редки. Поэтому были предприняты специальные исследования с целью выяснения структурного положения и палеогеодинамической обстановки накопления бонинитов на юго-востоке Горного Алтая, а также их связи с распространенными тут офиолитами. Авторами изучен вещественный состав и проведен литофациальный анализ различных толщ, детально закартированы наиболее интересные поля развития субвулканических трещинных тел, замерены плоскостные и линейные ориентировки в породах. Впервые для района реконструирован латеральный ряд формационных комплексов, образовавшихся в разных конседиментационных зонах, установлены направления тектонического транспорта и предложена схема структурной эволюции.

## Геологическое строение южного склона Курайского хребта

Район отличается сложным чешуйчатым строением, благодаря чему пространственно сближены разрезы нескольких структурно-фациальных зон венд-кембрийского возраста – Баратальской, Чаганузунской, Южнокурайской и Центральнокурайской (рис. 1). Вергентность чешуй юго-западная, в их сложении нередко участвуют средневерхнедевонские осадочные и вулканогенные породы молассового типа. Герцинские движения, по общепризнанному мнению, лишь усложнили, но существенно не нарушили ранее возникший структурный план (Кузнецов, 1980; Буслов, 1987а,б; и др.).

В пределах перечисленных зон обычно выделяется следующая стратиграфическая последовательность толщ или свит (снизу вверх): баратальская, арышанская, балжашская, тыдтуярынская, курайская (Зыбин, 1967). Вопрос о возрасте этих подразделений до сих пор

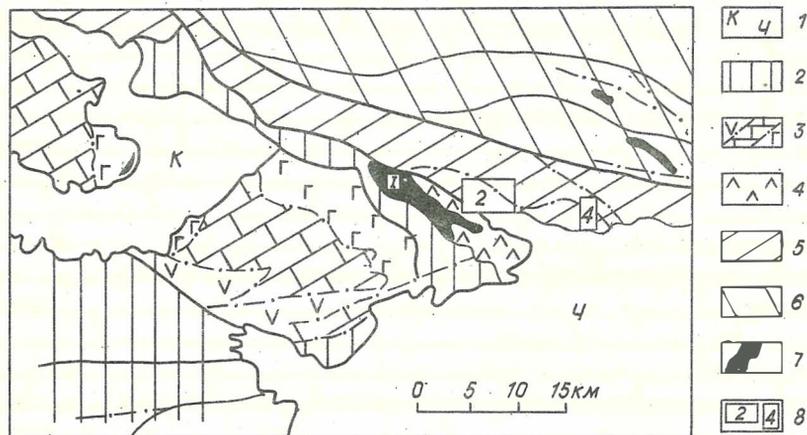


Рис. 1. Схема тектонического районирования юго-восточной части Горного Алтая:

1 – кайнозойские межгорные впадины (К – Курайская, Ч – Чуйская); 2 – среднепалеозойские наложенные прогибы; 3–6 – венд-кембрийские тектонические зоны: 3 – Баратальская, 4 – Чаганузунская, 5 – Южнокурайская, 6 – Центральнокурайская (Телецкая); 7 – выходы гипербазитов (I – Чаганузунский массив); 8 – контуры опорных участков, изображенных на рис. 2 и 4

решается неоднозначно, поскольку основывается на сборах лишь водорослевой проблематики (онколиты) и редких археоспонгий, указывающих очень приблизительно на верхи докембрия - низы кембрия.

Надежную палеонтологическую датировку имеют только известняки, содержащие археоциаты ботомского яруса нижнего кембрия и относимые большинством геологов к курайской свите. Однако включение археоциатовых известняков в эту свиту далеко не бесспорно, поэтому возраст ее строго доказанным считать нельзя.

Для толщ, обнажающихся в исследованном нами районе, мы используем традиционные названия стратиграфических подразделений, хотя их соотношения, как будет показано ниже, значительно отличаются от приведенной схемы, отвечая в большей степени латеральной, а не вертикальной смене разнофациальных образований.

Рассмотрим особенности строения основных зон с юго-запада на северо-восток. При этом двух крайних зон, не затронутых нашими работами, мы коснемся очень бегло.

Баратальская зона сложена одноименной мощной серией мраморизованных массивных, реже слоистых битуминозных известняков с маломощными прослоями силицилитов. Основание их неизвестно, за пределами района предполагается существование древнего метаморфического фундамента, на котором накапливался этот мелководный разрез.

В строении Чаганузунской зоны принимают участие два резко различных комплекса. Структурно более нижний из них относится к офиолитовой ассоциации и лучше всего обнажен в пределах Чаганузунского гипербазитового массива. Наиболее распространенными породами являются в разной степени серпентинизированные гарцбургиты, массивные и расщепленные серпентиниты, содержащие в подчиненном количестве линзовидные тела, блоки и глыбы измененных габбро и других базитов (в том числе даек), которые местами превращены в амфиболиты и гранатые амфиболиты, наиболее многочисленные по северо-восточному краю массива. Здесь с удалением от него метаморфизм быстро падает от гранатовых амфиболитов (с реликтами эколлитов) до зеленых сланцев.

Верхний комплекс сформировался, скорее всего, в относительно глубоком бассейне на меланократовом фундаменте, хотя контакты с последним сейчас повсеместно тектонические. В обрамлении Чаганузунского массива разрез из-за чрезвычайно сильной дислоцирован-

ности составить невозможно. Преобладают милонитизированные, сильно рассланцованные и нередко претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм породы. Среди них встречаются афировые базальты, гиаобазальты с признаками вариолитовой структуры, диабазы, иногда спилиты и пиллоу-брекчии с участками шарового сложения и зелеными кремнями в межшарях, вулканиты кислого состава. Характерны редкие тонкие линзы и маломощные (менее 1 м) прослои массивных фтанитов, горизонты туффитов, переслаивающиеся с калькаренитами, содержащими зерна кислого плагиоклаза и кварца. Калькарениты местами образуют отдельные пачки мощностью первые метры. Перечисленные породы обычно объединяются в арыджанскую свиту. Среди них, а также в полях серпентинитового меланжа находятся довольно крупные тела грубослоистых битуминозных известняков с пропластками темных силицилитов, очень похожих на известняки баратальской серии. Не исключено, что они являются отторженцами другого, заведомо мелководного разреза, попавшими в виде олистолитов в более глубоководную обстановку смежного бассейна (Кузнецов, 1980).

Оба комплекса в районе Чаганузунского массива образуют серию разномасштабных тектонических чешуй клиновидной и пластинчатой формы, круто падающих на северо-восток. На юго-западе они взброшены на менее расчешуенный разрез среднего-верхнего девона, содержащий довольно мощную (несколько сот метров) олистостромовую толщу, которая возникла за счет разрушения преимущественно верхнего из двух рассмотренных комплексов. Интересно, что среди разнообразных по размерам, форме и составу включений девонского олистострома обнаружены известняки с археоциатами санаштыкгольского горизонта (ботомский ярус) (Зыбин, 1967), нигде поблизости в коренном залегании не известные. По-видимому, они некогда венчали разрез над Чаганузунским массивом, но впоследствии на месте своего первоначального нахождения были полностью уничтожены.

Южнокурайская зона протягивается вдоль правого берега р. Чуя. Слагающие ее комплексы изучены на двух разобщенных участках (см. рис. 1). В пределах более западного участка по ручьям Балкаш, Мештуярк и другим установлено, что многие из вскрытых здесь толщ близко одновозрастны, но образовались в различных геотектонических условиях. В настоящее время

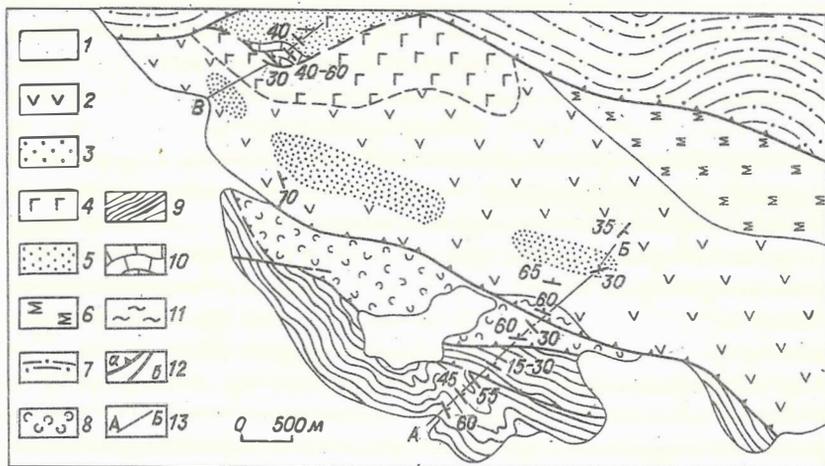


Рис.2. Геологическая схема южного склона Курайского хребта в районе ручьев Мештуярык и Балкаш:

I – четвертичные отложения; 2–5 – балкашская свита: 2 – лавы, туфы, вулканические брекчии, субвулканы андезитово-базальтового и андезитового состава, 3 – бониниты, 4 – эффузивы андезит-бонинитовой серии, насыщенные субвулканическими телами габбро-долеритов и микрогаббро, 5 – тефроиды среднего, кислого, смешанного состава, туфосилициты; 6 – серпентинизированные гипербазиты, габбро, фрагменты расслоенного габбро-перидотитового комплекса; 7 – мештуярыкская свита: туфогенно-осадочные отложения с покровами порфиритов; 8,9 – курайская свита: 8 – туффиты, 9 – туфопелиты, калькарениты и кальцититы, прослой туфов и тефроидов; 10 – мраморизованные известняки; II – зеленые динамосланцы (арынданская ? свита); 12 – надвиги (а), секущие крутые разломы (б); 13 – линии профилей, показанных на рис.3

все они совмещены практически в одном пакете надвиговых пластин (рис. 2; 3), разрезы которых отличаются друг от друга и отвечают разным частям вулканического островодужного поднятия и преддугтового прогиба и других сопряженных зон осадконакопления.

Породы, слагающие юго-западные пластины и лучше всего обнажающиеся в нижнем течении руч. Балкаш в полосе шириной около

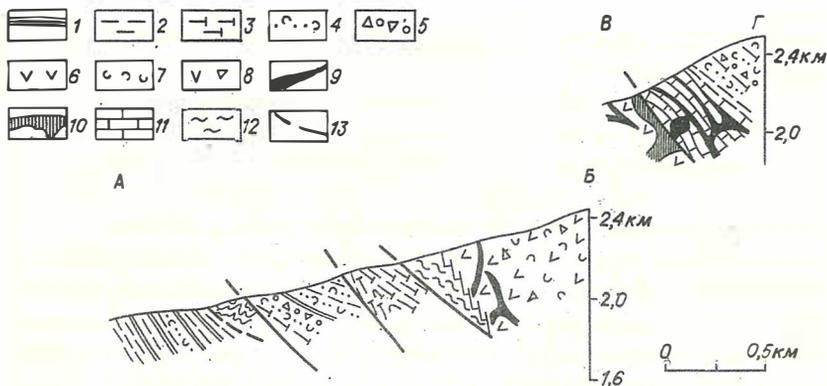


Рис.3. Схематизированные геологические профили через Курайскую зону:

I - калькарениты и кальцилититы; 2 - известковистые туффиты пелитовой и алевритовой размерности; 3 - кремнистые туффиты и туфосилицититы; 4 - псаммитовые тефroidы; 5 - вулканомиктовые конгломеркчи; 6-9 - вулканиты андезит-бонинитовой серии: 6 - лавы, 7 - туфы, 8 - вулканические брекчи и агломераты, 9 - субвулканические тела; 10 - мелкозернистые габбро; 11 - мраморы, мраморизованные известняки; 12 - зеленые динамосланцы; 13 - надвиги. Положение профилей см. на рис.2

1,5 км (см. рис.3, профиль AB), относятся к курайской свите. В сложении самой нижней пластины участвуют осадки разного происхождения. Фонowymi являются пестроокрашенные (красно- и зеленоцветные) туфопелиты и туффиты алевритовой размерности. Для них характерны обломочки серицитизированного плагиоклаза, кварца, рогульки стекла, примесь обломочного карбоната, глинизированная основная масса. Много маломощных (до нескольких сантиметров) прослоев и небольших (первые метры), ритмично-построенных пачек кальцилититов и калькаренитов, редко встречаются пласты кальцирудитов и седиментационных брекчий с интракластами известняков. В виде единичных горизонтов мощностью 1-2 м встречается псаммитовый пирокластический материал, состоящий из неокатанных шлаковидных обломков андезито-базальтового состава и гломеропорфирных

сростков плагиоклаза, сцементированных разложенным хлоритизированным стеклом. Иногда можно видеть внутрислоевые оползневые дислокации, вергентные по восстанию пород. Вверху этой толши находится карбонатная пачка, состоящая из калькаренитов и кальциллотитов (см. рис. 3), которые на севере смяты в мелкие готические складки с субгоризонтальными шарнирами; осевые плоскости складок падают на юго-запад под углами 50–60°.

В следующей к северо-востоку пластине разрез существенно меняется. Среди туфопелитов исчезают красноцветные разности, гораздо меньше прослоев калькаренитов-кальциллотитов, зато появляются алевритовые кремнистые туффиты, много псаммитовых тефроидов типа зерновых потоков, состоящих из обломков порфиритов и основной массы средних эффузивов, кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, часто с примесью базальтов, дацитов, вторичных кварцитов, иногда терригенного материала (обломки туфопелитов, карбонаты). Характерны линзы конглобрекций с обломками вулкаников, преимущественно андезито-базальтового и андезитового, реже кислого состава, а также гидротермально измененных кварц-гематитовых пород и мраморизованных известняков. Среди последних известны находки археоциат санаштыкгольского горизонта (Зябин, 1967).

Вышележащая пластина довольно однородна по составу. Это тонкослойные осадки контурных (?) течений, образовавшиеся в результате смешения кальциллотитов и туфопелитов (известковистые туффиты), или отложения одного пеллового материала (кремнистые туффиты).

В основании самой крупной пластины, последней по руч. Балхаш, вскрывается пачка динамометаморфизованных пород, начинающаяся катаклазитами по туфам кислого состава, с которыми ассоциируют глыбовые выходы слабополосчатых фтанитов. Далее следуют зеленые сланцы (метавулканикты), сменяющиеся кварц-хлорит-серицит-карбонатными сланцами по вулканомиктовым и полимиктовым алевролитам и песчаникам с плохо окатанными обломками кварца (самые крупные), кварцитов, карбоната, кварцевых песчаников, туфосилицилитов, тонкозернистых кислых туфов, железненных кислых эффузивов, иногда альбита. Среди них выделяется рассланцованный горизонт мощностью до 2 м гравийных брекчий с обломками по несколько сантиметров в поперечнике, гидротермально измененных основных и кислых вулкаников. По нашему мнению, эта пачка сланцев к курайской сви-

те не относится, а представляет фрагмент более древней толщи типа арыджанской в обрамлении Чаганузунского массива.

На зеленых динамосланцах залегает вулканогенный разрез балхашской свиты, видимая мощность которого 1400 м. Это пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые, плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые порфириды и афириты, лучше раскристаллизованные субвулканические разности, пирокластиты базальтового (редко), андезитобазальтового, андезитового, бонинитового состава. Характерно зеленокаменное перерождение пород. Внизу преобладают хаотически раздробленные лавы и лавобрекчи, пронизанные маломощными трещинными телами. Выше распространены массивные литокристаллотуфы, содержащие шлаковидные обломки, спекшиеся вулканические брекчи и агломераты, изредка кварц-гематитовые обособления. Наряду с секущими долеритами и порфиридами иногда встречаются и кислые дайки. В верховьях руч. Балхаш находятся основные-ультрасосновые породы неясной формационной принадлежности (см. рис. 2). Контакт их с вулканитами балхашской свиты закрыт курумами. Выделяются сильно серпентинизированные перидотиты, клинопироксениты, массивные габбро и полосчатые габбро, чередующиеся с пироксенитами и верлитами. Не исключено, что это фрагмент небольшого массива аляскинского типа.

Все пластины и чешуи в разрезе по руч. Балхаш разделены разломами, сместители которых падают на северо-восток и север под углами не круче  $50-60^{\circ}$  (см. рис. 3, профиль АБ). Зоны разломов имеют мощность от первых метров до 10-20 м и состоят из тектонических брекчий, сцементированных щебнисто-милонитовой массой. Брекчи обычно сложены обломками пород обоих крыльев. Повышенное рассланцевание наблюдается только в основании зеленосланцевой пачки.

Более высокие пластины Южнокурайской структурно-фацальной зоны обнажаются к северо-западу от руч. Балхаш и Малтуярык (см. рис. 2; 3, профиль ВГ). Здесь верхняя часть нижней из них сложена вариолитовыми базальтами, пироксеновыми порфиридами и афиритами андезит-бонинитовой серии, прорванными мелкими пластинчатыми телами долеритов, габбро-долеритов и микрогаббро, а также небольшими изометричными интрузиями мелко-среднезернистых габбро. Среди эффузивов, падающих в целом в северных румбах, попадаются единичные линзочки известняков, замусоренных мелкими обломками вулканического материала.

Следующая пластина состоит из пород, которые обычно также включаются в балхашскую свиту. В основании это темные мраморизованные известняки (калькарениты) со слоями силицилитов. Они пронизаны многочисленными силами и прихотливо переплетающимися телами более сложной формы, аналогичными балхашским субвулканическим образованиям. Вверх известняки сменяются глинизированными туфопелитами и туфосилицилитами с микроползновыми текстурами, среди которых в возрастающем количестве начинают встречаться прослойки псаммитовых тефроидов сначала кислого, затем смешанного состава с примесью карбонатного материала в цементе. Среди обломков различаются андезиты, дациты, трахидациты, кристаллы серицитизированного плагиоклаза, титаномagnetита, всегда присутствуют обломки туфопелитов. Более редки линзовидные слои гравийных конглобрекций с карбонатным цементом и преобладанием туфосилицилитов среди обломков. К видимым верхам этого разреза тяготеют тефротурбидиты среднего состава, содержащие редкие слои калькаренитов мощностью в несколько сантиметров.

В водораздельной части всех ручьев, стекающих на юг в долину р. Чуя, вышележащая пластина состоит из туфогенно-осадочных отложений тыдтуярской свиты (см. рис. 2). Характерны часто перебиваемые с элементами ритмичности и оползновыми текстурами кремнисто-глинистые, углеродистые, алевропелиты, вулканомиктовые песчаники, известняки. Меньшую роль играют гравелиты, туффиты, тефроиды. В низах толщи в виде отдельных покровов отмечаются порфириты, типичные для балхашской свиты. Местами осадочные породы сильно окремнены, что связывается с поствулканической экстракционно-гидротермальной деятельностью (Зыбин, 1967).

На востоке Южноурайской зоны, вдоль верхней части руч. Янтерек, обнажается только самая мощная из описанных выше пластин, в строении которой значительное место принадлежит андезит-бонинитовым вулканитам балхашской свиты (рис. 4). У южного края горной цепи распространены зеленоцветные грубые пирокластические накопления, обильно насыщенные маломощными трещинными телами самой разнообразной ориентировки. Их покрывает пачка отчетливо, иногда градиционно-слоистых тефроидов. Севернее вскрываются интрузивные гипабиссальные породы, состав которых варьирует от габбро-диоритов до гранодиоритов; преобладают умереннокислые разновидности. По бортам долины руч. Янтерека среди них прослеживается субмеридио-

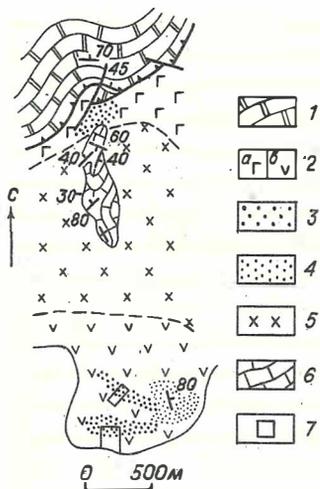


Рис.4. Геологическая схема верховий руч. Янтерек:

1 - органогенные известняки нижнего ордовика; 2-4 - балхашская свита: 2 - преимущественно лавы (а), вулканические брекчии и агломераты (б) андезито-базальтового и андезитового состава, 3 - бониниты, 4 - разнообломочные тефроиды; 5 - габбро-диориты, диориты, гранодиориты; 6 - мраморы; 7 - контуры участков глазмерной съемки. Остальные усл.обозн. см. на рис.2

нально вытянутая полоса сильнодислоцированных мраморов, местами с единичными пропластками темных силицилитов. Мраморы представляют собой, по-видимому, провес кровли интрузива и являются сильнее метаморфизованными аналогами карбонатной толщи, залегающей в основании другой пластины на Балхаш-Мештуяржском участке (см. рис. 2; 3, профиль ВГ). Эта толща несомненно древнее вулканитов балхашской свиты, тогда как интрузивные образования, скорее всего, комагматичны им. Гранитоиды содержат в виде крупных "ксенолитов" миндалекаменные шроксеновые порфириты г, в свою очередь, секутся редкими дайками микродолеритов и плагипорфиритов, а на левом берегу руч. Янтерека прорываются магматическими брекчиями роговообманковых дацитовых порфиритов. Кроме того, обломки интрузивных пород встречаются вместе с субвулканитами среди грубой фракции тефроидов, слагающих самую молодую пачку разреза Янтерекского участка (см. рис. 4).

Центральнокурайская зона так же, как и Южнокурайская, состоит из серии многочисленных тектонических пластин и чешуй, вергентных в общем в южном направлении. В их сложении участвуют рассланцованные и неравномерно метаморфизованные (зеленосланцевая ступень) вулканогенно-осадочные образования веида - среднего кембрия, кембрийская песчано-сланцевая

толща, серпентиниты и серпентинитовый меланж, часто метасоматически измененные и превращенные в листвениты и тальк-карбонатные породы. Серпентиниты в виде узких линейных тел обычно трассируют плоскости надвигов. В осевой части Курайского хребта в систему пластин входят фрагменты более крупного покрова, представленного древним метаморфическим комплексом сиалического профиля — гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации (Буслов, 19876).

### Палеотектоническая реконструкция

Рассмотренные зоны в настоящее время образуют систему сложно построенных пластин, надвинутых друг на друга в юго-западном и южном направлениях, последовательность которых отражает первичное взаиморасположение отвечающих им конседиментационных структур или их частей. Как следует из приведенного краткого описания, в начале кембрия на юго-востоке Горного Алтая существовала островодужная система, в поперечном профиле которой центральное место занимала Южнокурайская зона. Полоса балхашских вулканитов соответствовала, очевидно, вулканической островной дуге, более юго-западные туфогенно-осадочные толщи (курайская свита) накапливались на ее фронтальном склоне и в преддуговом прогибе, а более северо-восточные, включая разрез тыдтуярынской свиты, — на противоположном склоне. Кембрийский комплекс Центральнокурайской зоны сформировался в окраинно-морском задуговом бассейне, примыкавшем к некогда более значительному по размерам континентальному блоку с фундаментом, состоявшим из глубокометаморфизованных пород, выходы которых известны вдоль северного склона Курайского хребта. Реликты былой океанической плиты, находившейся к юго-западу (в современных координатах) от островной дуги, ныне обнажаются в Чаганузунской зоне. Баратальская зона представляла собой стабильный блок, перекрытый мелководным карбонатным чехлом.

Можно предположить, что до заложения островодужного поднятия между Баратальским и Северокурайским массивами (микроконтинентами?) существовал довольно обширный палеобассейн с корой океанического типа. Фрагментами его меланократового основания впоследствии в разной степени меланжированного являются Чаганузун-

зунский офиолитовый массив и мелкие выходы серпентинитов в Центральнокурайской зоне. Вполне вероятно, что малоизученный габро-гипербазитовый массив в Южнокурайской зоне (см. рис. 2) также принадлежит к отторженцам нижних частей офиолитового разреза. Верхние члены офиолитовой ассоциации (дайковый комплекс, базальтовые лавы, кремни) сохранились лишь в меланже Чаганузунской зоны. Здесь тектонически совмещены и перемешаны разнообразные осадки и вулканиты, слагающие различные внутривосстановительные структуры и объединенные сейчас в арыджанскую свиту. Так, в этой "свите" присутствуют фрагменты контрастного вулканического разреза, продукты его подводного размыва и туффы, которые перемежаются с карбонатно-обломочными осадками (калькаренидами), сносившимися, по-видимому, с Баратальского массива. С меланжем связаны и археоциатовые известняки, указывающие на появление в начале второй половины раннего кембрия (санаштыкгольское время) биогермных построек, венчавших, наверное, локальные поднятия раннекембрийского бассейна.

Близкий по составу бассейновый чехол, если судить по небольшому выходу пород арыджанского типа в руч. Балхаш, распространен и в Южнокурайской зоне. Однако тут почти полностью отсутствуют мелкообломочные карбонаты, что объясняется большей удаленностью источника их поступления — Баратальского массива. Вместе с тем разрез, как мы считаем, также местами завершился санаштыкгольскими известняками, о чем свидетельствуют обломки с остатками археоциат среди отложений курайской свиты. Нельзя исключить, что санаштыкгольский возраст имеют и фациально-отличающиеся "немые" мраморизованные известняки с реликтами обломочной структуры, которые обнажаются по руч. Янтерек и к северо-западу от руч. Балхаш (см. рис. 2 и 4).

Южнокурайская вулканическая дуга возникла в океаническом бассейне после накопления толщ, которые мы относим к арыджанской свите и санаштыкгольскому горизонту. Эти толщи вошли в "фундамент" дуги, сложенной породами балхашской, тыдтуярынской и частично курайской свит. Поскольку все они не имеют надежных палеонтологических датировок, а контакты между ними тектонические, то мы считаем, что формирование разрезов упомянутых свит происходило приблизительно в один отрезок геологического времени. Таким допущением хорошо объясняется повсеместное присутствие ву-

лканического материала одинакового состава, количество и фацциальная принадлежность которого в тех или иных разрезах зависели от близости или удаленности источника его поступления.

Так, разрез средней пластины внутри курайской свиты (см. рис. 3, профиль АВ) отвечает, по-видимому, внешнему склону и подножию вулканического поднятия, где выносившиеся отдельными турбидными потоками тефроиды перемешивались с тонкими осадками бассейнового происхождения. В еще меньшем объеме пирокластика и тефра поступали дальше, в смежный прогиб, представленный разрезом самой нижней пластины. Зато здесь намного возрастает содержание обломочных карбонатов в виде ритмично-слоистых калькаренитов и кальцилитов, сносившихся, вероятнее всего, с другого борта преддугового прогиба. Таким бортом могла служить наружная гряда, образовавшаяся как аккреционный клин из комплексов Чаганузунской зоны с санаштыкгольскими биогермами наверху. Толща известковистых и кремнистых туффитов верхней пластины курайской свиты накопилась, возможно, в самом начале эпохи островодужного вулканизма, до массовых извержений и возникновения вулканических гряд, когда еще не было склоновых потоков и господствовали бассейновые течения.

Близкие условия существовали в то время и по другую сторону зарождавшейся вулканической зоны, маркируемой большим количеством послонных и секущих трещинных тел (см. рис. 3, профиль ВГ). Возникновение по соседству вулканического поднятия здесь отмечено появлением возрастающего количества тефроидов, состав которых первоначально отличался от состава тефроидов курайской свиты, что свидетельствует об одновременном фракционировании разных вулканических центров, тяготевших к фронтальной и тыловой частям растущей островной цепи. Разрез тыдтуяркской свиты также характеризует условия осадконакопления к северо-востоку от вулканического островодужного поднятия, но уже за пределами его внутреннего склона и в период затухания вулканической деятельности. Местами произошло налегание отложений тыдтуяркской свиты на образования балхашской свиты главной вулканической полосы (Зыбин, 1967).

Осевой зоне Южнокурайской вулканической дуги отвечают эффузивы, туфы, субвулканические тела балхашской свиты, относящиеся преимущественно к андезит-бонинитовой серии. К ним тяготеют ги-

пабиссальные породы диорит–гранодиоритового ряда, указывающие на значительную дифференциацию магматического вещества. Они обнажаются в наиболее сильноэродированной части вулканогенной полосы (см. рис. 4). Здесь по соседству можно наблюдать многие важные особенности строения нижних толщ вулканических построек, где наиболее широко развиты дайковые комплексы.

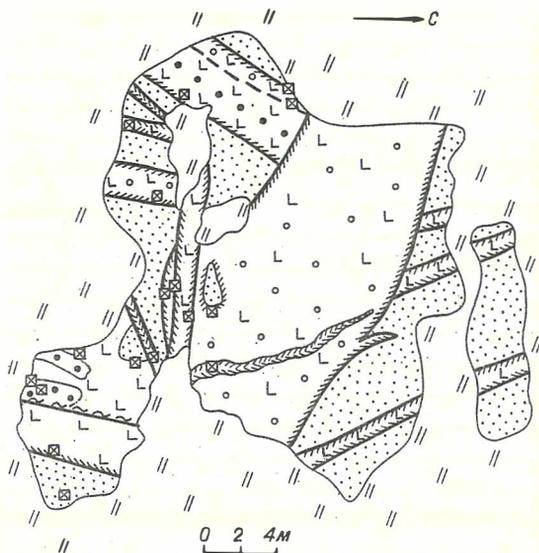
#### Особенности строения дайковых комплексов Южнокурайской зоны

Детальное изучение различных дайковых комплексов в складчатых областях, особенно в офиолитовых ассоциациях, показывает насыщенность этих образований геодинамической информацией (Куренков, Перфильев, 1984; Книшпер и др., 1990). Островодужные фрагменты Курайского хребта в этом отношении не представляют собой благоприятного объекта, прежде всего по условиям обнаженности. Тем не менее в бассейне руч. Янтерек обнаружены немногочисленные, но пригодные для детального изучения участки. Анализ их строения позволил установить наличие двух типов дайковых образований.

**Хаотичный дайковый комплекс.** Детальное строение дайковой ассоциации со специфическим структурным рисунком изучалось на хорошо обнаженном участке крутого правого берега руч. Янтерек (см. рис. 4). Хаотичное распределение даек отчетливо видно на прилагаемой глазомерной карте, не требуя особых пояснений (рис. 5). Образования, вмещающие дайковый комплекс, представлены вулканическими агломератами незакономерно перемежающимися с бомбовыми фациями. В породах не наблюдается даже следов слоистости. Грубые пирокластиты северной части обнажения испытали существенный повторный прогрев, в результате которого затушевана, а временами почти скрыта, обломочная текстура. Кроме того, прогретые породы имеют заметно повышенную вязкость, а на местности выделяются массивным обликом.

В этой, довольно однообразного строения, матрице незакономерно распределены магматические тела разных наклонов и простираний. Часть из них оказывается параллельными друг другу, часть – секущими. По характеру таких взаимоотношений формально можно выделять генерации. Наиболее ранняя, тела которой сложены средне- и мелкозернистыми долеритами, представлена дайками мощно-

Рис. 5. Глазомерная карта-зарисовка эродированной части вулканического аппарата (правый борт руч. Янтерек). Усл. обозн. см. на рис. 6



ностью около 1 м. Они имеют отчетливые эндоконтактовые зоны криптокристаллических долеритов мощностью 1–3 см. В пределах участка наблюдения простирание магматических тел этой генерации оказывается выдержанным в северо-западных румбах.

Вторая генерация магматических тел складывается плагипорфировыми долеритами и отличается от первых увеличением мощности как самих тел, так и их эндоконтактовых зон. Простирания второго акта внедрения тяготеют к субширотным румбам. У даек появляются криволинейные очертания.

С трудом можно выделить тела третьей генерации. Это, как правило, маломощные, сильно извилистые магматические образования, сложенные мелкозернистыми долеритами. По соотношениям тел можно предполагать появление на этой стадии внедрений субвулканических тел бонинитового состава.

Вовлечение в анализ дополнительных наблюдений по соседним участкам показывает условность выделения означенных выше генераций. Легко устанавливались случаи, когда плагипорфировые дайки субширотного простирания пересекали субширотные долеритовые обра-

зования. Следовательно, подобные дайковые комплексы правильнее определять как хаотичные скопления разноразмерных магматических тел (даек, наклонных даек, силлов), нередко с секущими взаимоотношениями. Это важное обстоятельство указывает на возможную длительность формирования всего объема субвулканических тел. Видимо, в пользу этого вывода свидетельствует и спектр составов пород: от долеритов до бонинитов.

Дайковые комплексы хаотического строения описаны в эродированных частях вулканических построек центрального типа (Шеймович, 1985). Их структурный рисунок, а также морфометрические параметры обнаруживают надежные черты сходства с нашим примером. Возможность подобной интерпретации подтверждается наложением осадочных пород на описанный реликт основания вулкана центрального типа. На левом борту руч. Янтерек, примерно в 300–350 м над уровнем воды, наблюдается наложение грубослоистых осадочных образований на хаотический дайковый комплекс и вмещающие его пирокластиты. Перекрывающая осадочная толща состоит из неупорядоченного чередования разноразмерных слабо переметых тейфroidов. При общем преобладании песчаных фаций наблюдаются редкие горизонты псефитов с полуокатанными обломками базальтов, долеритов, бонинитов. Пелитовые разности обычно маломощны (первые сантиметры), обладают элементами градиационной слоистости и хорошо выделяются в разрезе светлыми окрасками. Видимая мощность всей толщи не менее 120 м. Состав и характер ее строения позволяет предполагать, что она накапливалась на склоне вулканического поднятия. Таким образом, магматические и седиментологические данные в совокупности позволяют выделить в балхашской свите остатки палеовулканического аппарата центрального типа. Благодаря сильным деформациям создалась редкая возможность в едином сечении наблюдать и достаточно глубокую часть постройки и ее склон.

Комплекс "дайка в дайке". В бассейне руч. Янтерек также обнаружена серия линейных магматических тел, небольшими фрагментами вскрывающихся из-под чехла молодых отложений. На правом борту означенного ручья удалось обнаружить участок, где в естественной последовательности наблюдаются (см. рис. 5):

I. Дайка, сложенная голубовато-серыми долеритами, в средней части переходящими в бониниты. Последние выделяются крупнопорфировыми пироксенами (до нескольких миллиметров). Их значитель-

ная часть имеет округлую форму и производит впечатление оплавленных. Кроме того, присутствуют фенокристы с отчетливой огранкой. К краям дайки в породах закономерно уменьшается зернистость. Строение тела отчетливо симметричное, его мощность 6 м.

Эндоконтактовые зоны ограничиваются криптокристаллическими фациями долеритов мощностью до 2-3 см. Обе закалки имеют оторочки мелкозернистых долеритов мощностью до 25 см.

2. Дайка, сложенная темно-серыми долеритами с порфировыми выделениями плагиоклазов. Мощность тела 1 м. Она имеет не одинаково устроенные эндоконтактовые зоны, что делает ее несимметричной. Южный эндоконтакт представлен криптокристаллическими долеритами мощностью 1-2 см. Северный отличается отсутствием тонкозернистых фаций и выражен мелкопорфировыми мелкозернистыми долеритами, постепенно переходящими в основное тело дайки.

3. Дайка, идентичная телу, описанному под №2. Мощность не более 0,8 м.

4. Полудайка, по составу идентичная второй и третьей, но не имеющая северного эндоконтакта, мощность её 0,7 м.

5. Дайка (?) плагиопорфировых долеритов, аналогичных предыдущим. Северный контакт нарушен тектонической трещиноватостью, что не позволяет определять однозначно морфологию тела. Вполне допустимо считать его полудайкой мощностью 1,3 м.

6. Дайка среднезернистых долеритов, в центральной части переходящих (без резких границ) в бониниты. Обе эндоконтактовые зоны лишены криптокристаллических закалок и сложены мелкозернистыми долеритами мощностью до 20 см. Все тело имеет толщину до 1,5 м.

7. Дайка среднезернистых долеритов, аналогичных развитием в других дайках (№ 2,3,4,5).

8. Магматическое тело, состоящее из среднезернистых долеритов, в южном направлении переходящих в бониниты, которые, в свою очередь, скрываются под задерновкой. Северный эндоконтакт отсутствует, поэтому данное тело можно считать полудайкой. Наблюдаемая мощность более 1 м.

В целом дайковый комплекс имеет ширину выходов в пределах ста метров и выдержанную протяженность по простиранию (видимую)

до нескольких километров. Параллельность даек при этом сохраняется, их залегания варьируют слабо.

Анализ строения детального участка, а также других, менее представительных выходов, показывает, что дайковый комплекс обладает традиционными чертами образований типа "дайка в дайке": параллельность вложения одного магматического тела в другое при отсутствии вмещающих пород. Морфоструктурные параметры также характерны для комплексов, формирующихся в условиях дискретного растяжения: средние мощности в интервале I-I,2 м, наличие даек и полудаек, мощности закальных зон в пределах 25 см. Обращает на себя внимание многократное появление укрупненных фаций в закальных зонах, что обычно свидетельствует об относительной глубинности формирования даек. Существование телескопированных долерит-бонинитовых тел несомненно указывает на сложность системы вторичных магматических камер или на особый тип дифференциации в них.

На левом борту руч.Янтерек наблюдаются не вполне отчетливые соотношения линейных даек с осадками склона вулканического поднятия. На фоне значительной тектонической трещиноватости, местами

Элементы залегания систем трещин и даек  
до и после трансформации и углы между ними

Сис- тема	Этапы внедре- ния даек	Элементы залегания (аз.пад. : угол пад., в град)		Системы						
		в современ- ной струк- туре	после трансфор- мации	2	3	4	5	6	7	
				Углы между системами, в град						
1	II	48:80	344:30	72	38	40	70	80	60	
2	?	160:80	177:75	-	40	62	82	42	32	
3	I, II	204:78	8:60	-	-	22	56	72	50	
4	I	227:66	36:45	-	-	-	34	96	70	
5	I	255:38	77:62	-	-	-	-	64	80	
6	I	322:60	132:70	-	-	-	-	-	25	
7	I, II	347:70	150:90	-	-	-	-	-	-	

доводящей породы до брекчированности, сохраняются реликты закладок. Это служит основанием для предположения, что линейная дайковая серия отражает собой более позднюю фазу развития вулканической системы, чем комплекс магматических тел хаотического типа. Таким образом, существует этап внедрения (см. таблицу, I), представленный скоплениями хаотически распределенных магматических тел, и последующий (см. таблицу, II), выраженный линейными образованиями типа "дайка в дайке" (рис. 6).

На рассмотренных участках была статистически изучена пространственная ориентировка даек (рис.7,а). На диаграмме выделяются семь систем трещин с приуроченными к ним дайками двух этапов внедрения (см. таблицу). На первом этапе формирования даек произошло растрескивание вулканической постройки по многим направлениям - системы 2?, 3, 4, 5, 6 и 7, на втором - достоверно образовалась лишь I система, к которой приурочен комплекс "дай-

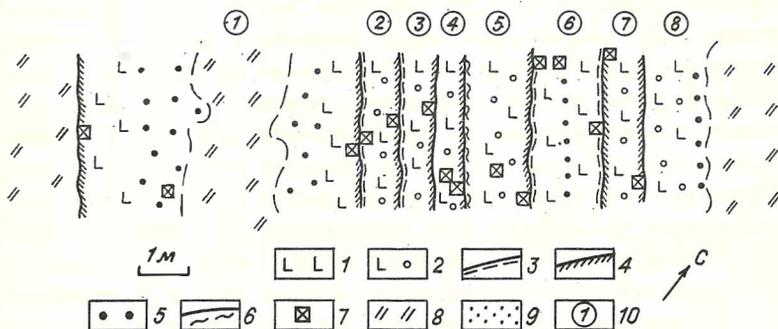


Рис.6. Детальная глазомерная зарисовка фрагмента типа "дайка в дайке" (правый борт руч.Янтерек):

1-5 - магматические тела или их части, представленные: 1 - долеритами, преимущественно среднезернистыми, 2 - плагиопорфирными долеритами, 3 - мелкозернистыми долеритами, возможно эндоконтактовыми, 4 - закальными криптокристаллическими долеритами, 5 - бонинитами; 6 - зоны трещиноватости, приуроченные к границам магматических тел; 7 - точки отбора образцов; 8 - задернованные участки; 9 - грубые пирокластические образования; 10 - номера генерации даек от молодой к древним

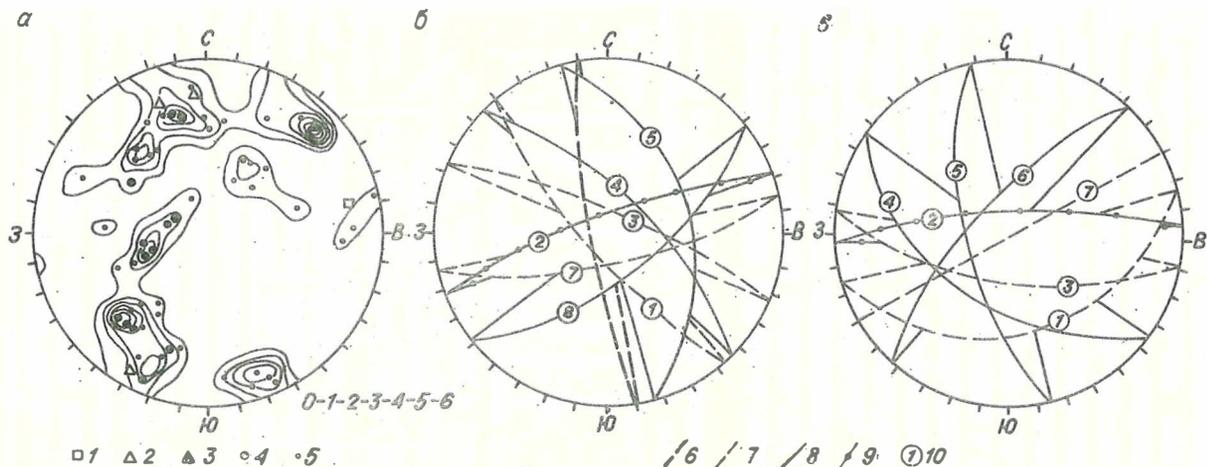


Рис.7. Диаграммы пространственного положения систем трещин и приуроченных к ним даек (верхнее течение руч. Янтерек).

Здесь и далее - равноугольная проекция, верхняя полусфера. а - точечная диаграмма в изолиниях; б - современное положение и соотношения в пространстве даек; в - пространственное положение даек после приведения слоистости в горизонтальное положение. 1,6 - слоистость в тейфрид-ной пачке; 2-5, 7-9 - дайки: 2,3,7 - второй генерации, 3 - "дайка в дайке" (8 шт.), 4,8 - первой генерации, 5,9 - неустановленной генерации; 10 - номера систем

ка в дайке" (см. рис. 6) и открывались 3 и 7 системы.

Для определения возможной природы систем трещин, к которым приурочены дайки, произведена трансформация современного их положения в положение на момент формирования даек второго этапа. Для этого в горизонтальную плоскость была приведена слоистость (аз. пад. В 80 : 80) в перекрывающей пачке тефроидов и вместе с ней переориентированы все системы трещин. Поскольку осадконакопление носило подводный характер, первоначальный наклон слоистости не превышал 3–5°. Пренебрегнув этой величиной, установлено пространственное положение систем на момент внедрения даек второго этапа.

Судя по наклону в 30° в северо-западных румбах трещин I системы, к которым приурочен комплекс "дайка в дайке", эта система являлась фрагментом конических трещин с опускающимся нижним крылом, что способствовало их приоткрыванию. Приоткрылась и 3 система, близкая по ориентировке, открылась 7 система, занимавшая вертикальное положение, возможно, являющаяся фрагментом цилиндрической системы даек. Вероятно, на этом этапе шло образование вулканотектонической депрессии в центральной части вулканической постройки, располагавшейся к северо-западу от участка.

Сложнее обстоит дело с реконструкцией систем даек первого этапа из-за их многочисленности, что рождает многовариантность решений. Можно лишь утверждать, что на этом этапе произошло общее растрескивание вулканической постройки с образованием полигональных блоков.

Данные структурного анализа показали, что в момент формирования дайковые тела II этапа внедрения залегали под углом в 30°. Объяснение возникновения подобного рода серий "дайка в дайке" традиционным спрединговым механизмом встречает существенные трудности.

С другой стороны, в Исландии на сложно построенных вулканических аппаратах известны структуры типа "конических роев" (Миоценовые базальты ..., 1991). Они обладают соответствующими нашим морфометрическими характеристиками, имеют сходные первичные углы залегания (20–45°) и представляют собой поздние, связанные с кальдерным проседанием, фазы внедрения магм. Кроме того, в их составе часто участвуют телескопированные магматические тела.

Существует необходимый набор признаков, позволяющих янте-

рекский комплекс "дайка в дайке" отождествлять с сохранившимся фрагментом образований типа "конических роев". В целом янтерекский вулканический аппарат, установленный в Южнокурайской тектонической зоне, представляет собой редкое явление, когда в раннепалеозойских областях вулканизма удается обнаруживать крупные реликты значительной части вулканической палеопостройки.

### Структурный анализ комплексов Чаганузунской и Южнокурайской зон

Наблюдения над плоскостными и линейными структурами проводились по всей площади. Плоскостные структуры представлены сланцеватостью, наследующей слоистость (сланцеватость I рода) или кливаж осевой поверхности (II рода), а также рассланцеванием, конформным порождающим его разрывам и развитым в серпентинитовом меланже. Линейность обусловлена удлинненными минералами (амфиболы, слюды) или поликристаллическими минеральными агрегатами, а в меланже — и бороздами скольжения. Однако надо отметить ограниченное и локальное распространение плоскостных и линейных структур, широко развитых в меланжированном комплексе юго-восточной части Чаганузунского гипербазитового массива и в примыкающем к нему метаморфическом. За пределами массива в южнокурайской зоне они приурочены к сравнительно маломощным зонам рассланцевания вдоль разломов, разделяющих структурные единицы или находящихся внутри них. В каждой точке наблюдения совокупность замеренных элементов из-за их близкой ориентировки и ограниченного количества принимались по средним значениям.

Сводные диаграммы ориентировок плоскостных (а) и линейных (б) структурных элементов приведены на рис. 8, где на диаграмме (а) отчетливо выделяются два максимума, отражающие ориентировку господствующих плоскостных структур. С аз. пад. СВ 36 : 70 развита сланцеватость I рода, рассланцевание, конформное разломам, и плоскостные структуры в серпентинитовом меланже, хотя в последнем наблюдаются и иные ориентировки, связанные с эллипсоидной формой слагающих его кластолитов. С аз. пад. КЗ 230 : 38 группируется сланцеватость I и II родов. Наличие сланцеватости I рода с северо-восточным и юго-западным падением

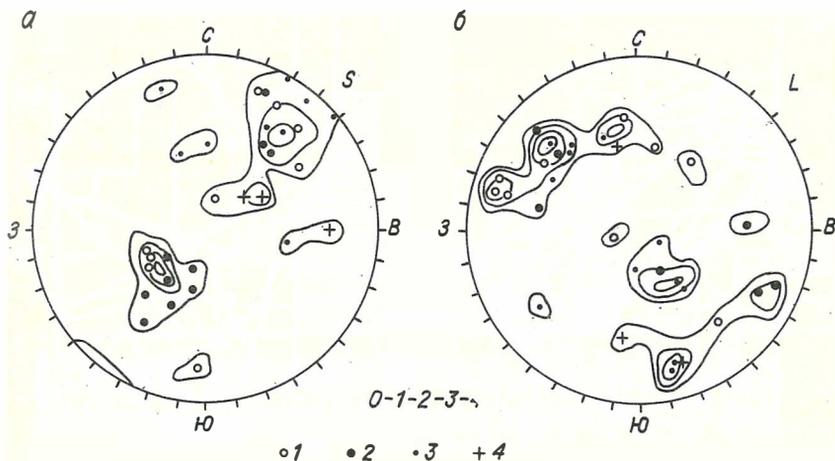


Рис. 8. Точечные диаграммы: а - ориентировок плоскостных (S), б - линейных (L) структурных элементов:  
 а: 1 - сланцеватость I рода в метаморфическом комплексе; 2 - сланцеватость II рода, рассланцевание в метаморфическом комплексе и породах обрамления; 3 - рассланцевание в серпентинитах меланжа; 4 - рассланцевание в амфиболитах и амфиболлизированном габро.  
 б: 1 - минеральная и агрегатная деформационная линейность в сланцеватости I рода; 2 - минеральная и агрегатная деформационная линейность в сланцеватости II рода и в рассланцевании; 3 - длинные оси кластолитов и борозды скольжения в серпентинитах меланжа; 4 - минеральная линейность амфиболов в амфиболитах и амфиболлизированном габро

связано с выявленными мелкими складками и пloyками в метаморфитах, примыкающих к гипербазитовому массиву, имеющими северо-восточную вергентность. Кривая осевой поверхности этих складок отвечает сланцеватость II рода, погружающаяся на юго-запад. Уместно напомнить, что в наиболее мощной карбонатной пачке курайской свиты по руч. Балкаш (см. рис. 3, профиль АВ) отмечается также северо-восточная вергентность.

На диаграмме (б) (см. рис. 8) фиксируется ряд максимумов, наиболее отчетливый из которых имеет аз. пад. ЮВ I34 : 20. Все

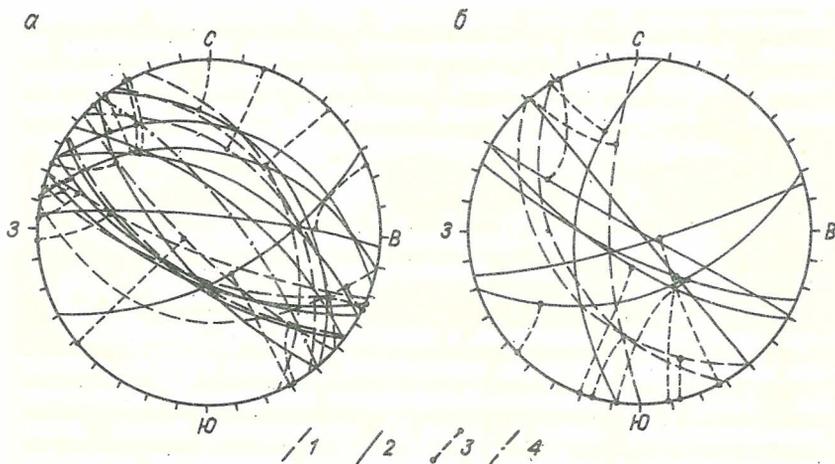


Рис. 9. Диаграммы приведения плоскостных и линейных элементов в горизонтальную плоскость:

а - породы метаморфического комплекса и обрамления; б - породы серпентинитового меланжа. 1 - сланцеватость I рода (а), рассланцевание в амфиболитах и амфиболитизированном габбро (б); 2 - сланцеватость II рода, рассланцевание в породах метаморфического комплекса и обрамления (а), рассланцевание в серпентинитах (б); 3 - тректория линейности при приведении в горизонтальную плоскость; 4 - осевые поверхности мелких складок и плейчестати в метаморфическом комплексе

они достаточно разнородны как по типу формирующих их линейностей, так и по ориентировке плоскостных элементов, с которыми они связаны. Четкость указанного максимума, по ориентировке отвечающего простиранию Чаганузунского гипербазитового массива, видимо, обусловлена тем, что линейность оформилась в процессе окончательного становления структуры массива.

Для определения направления тектонического транспорта при формировании структуры все плоскостные и линейные элементы приводились к горизонтальной плоскости; результаты этих трансформаций показаны на рис. 9. Элементы метаморфического комплекса и обрамления Чаганузунского массива представлены на рис. 9, а, сер-

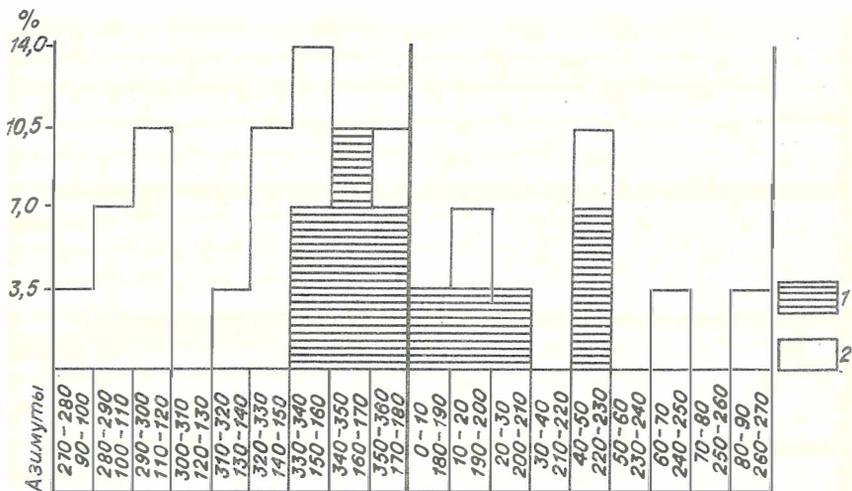


Рис. 10. Гистограмма распределения линейности по направлениям с интервалом группирования  $10^0$ :

1 - породы серпентинитового меланжа; 2 - породы метаморфического комплекса и обрамления

пентинитового меланжа - на рис. 9,б. Результаты этих трансформаций приведены на гистограмме (рис. 10) по направлениям этих же двух комплексов, где выделяются четыре направления. Наиболее отчетливо проявлены направления с азимутами 330+340 (150+160), слабее 290+300 (110+120), 40+50 (220+230) и 10+20 (190+200). Первое направление отвечает простиранию Чаганузунского массива и ограничивающих его разломов, имеющих сдвиговую природу, о чем говорит близкая к простиранию деформационная линейность.

Надвиговзбросовую природу имеет направление с азимутом 40-50 (220-230), об этом свидетельствует вергентность, установленная в мелких складках и пloyчатости в метаморфических породах. Важно подчеркнуть ее аномальный северо-восточный характер.

Направление с азимутом 10-20 (190-200) характеризует широко распространенные в регионе и хорошо фиксируемые субширотные взбросонадвиги, определяющие структурную зональность. Однако эти разломы обладают наименьшей динамометаморфической переработкой.

В разломах этой системы проявляются и сдвиги, которым отвечает направление тектонического транспорта по азимуту 290–300 (IIC-I20).

Фактический материал позволяет сделать следующие выводы, во многом нетрадиционные. Считается, что современная структура юго-восточной части Горного Алтая сформировалась в основном в каледонскую тектоническую эпоху, а в герцинскую она лишь несколько усложнилась (Кузнецов, 1980; Буслов, 1987 а,б; и др.). Кроме того, предполагают, что каледонскими являются широтные и северо-западные взброснадвиги, характеризующиеся перемещением с севера на юг (в современных координатах).

Приведенные данные свидетельствуют, что наиболее ранние деформации сформировали структуры северо-западных простираний с северо-восточной вергентностью, т.е. мелкую складчатость и син-метаморфическую пloyчатость и кливажную сланцеватость II рода. Единство этого структурного парагенеза указывает на каледонский (вероятно, кембрийский) возраст деформаций. Пространственное совмещение метаморфического комплекса с гипербазитовым массивом и усиление интенсивности его преобразований по мере приближения к последнему говорит о том, что метаморфический комплекс является динамометаморфическим по своей природе и образовался в связи с выдвиганием чаганузунских гипербазитов в земную кору и перемещением их с юга на север, т.е. в направлении палеодути.

На герцинском этапе при сохранении общей направленности движений происходило субдолготное надвигание консолидированных масс, но уже с севера на юг. Значительно сильнее в исследованном районе проявились северо-западные правосдвиговые смещения, в большей мере переработавшие ранее возникшие структурные парагенезы, что выразилось в переориентировке или возникновении новой деформационной линейности, погружающейся на юго-восток.

Таким образом, современная структура района, наиболее вероятно и всего региона, сформировалась в герцинскую эпоху, значительно переработав более древний план.

1. В юго-восточной части Горного Алтая реконструируется островодужная система энзиматического типа, обращенная своим фронтом на юго-запад (в современных координатах). Здесь выделяются формационные комплексы, отвечающие окраинному бассейну, вулканической дуге, преддуговому прогибу (террасе?), аккреционному клину.

2. Островодужная система заложилась в конце раннего кембрия. Она возникла в пределах венд-кембрийской океанической структуры, ограниченной Северокурайским и Баратальским континентальными блоками.

3. Осевая часть выделяемой островной дуги представлена породами андезит-бонинитовой серии. Бониниты встречаются как в эффузивной, так и в субвулканической фациях, тяготея к низам разреза главной вулканической полосы.

4. Наиболее ранние из диагностируемых тектонических движений ориентированы с юго-запада на северо-восток. С ними связываются мелкие структурные формы северо-западной vergentности и динамометаморфизм. Эта необычная для аккреционных комплексов vergentность может объясняться столкновением фронта островодужной системы с крупным чужеродным Баратальским блоком.

5. Каледонский структурный план осложнен и наиболее сильно переработан в герцинскую эпоху.

#### Список литературы

БОГОЛЕПОВ К.В., ЯШИН А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. - 1973. - № 8. - С.12-24.

БУСЛОВ М.М. Додевонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1987а. - № 8. - С.18-26.

БУСЛОВ М.М. Структура юго-восточной части курайского метаморфического комплекса (Горный Алтай) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). - Новосибирск, 1987б. - С.119-127.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ШАРАСЬКИН А.Я., ЛАВРЕНТЬЕВ Ю.Г. и др. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // Геология дна Филиппинского моря. - М., 1980. - С.149-179.

ЗЫБИН В.А. К стратиграфии древних толщ юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алтайского отдела географического о-ва СССР. - 1967. - Вып. 8. - С.49-62.

КНИППЕР А.Л., КУРЕНКОВ С.А., САВЕЛЬЕВА Г.Н. Изучение и картирование офиолитовых комплексов // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. - М., 1990. - С.43-92.

КУЗНЕЦОВ П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, 1980. - 97 с.

КУЗНЕЦОВ П.П., СИМОНОВ В.А. Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1976. - № 7. - С.102-106.

КУРЕНКОВ С.А., ПЕРФИЛЬЕВ А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. - 1984. - № 5. - С.3-15  
МИОЦЕНОВЫЕ базальты Исландии и проблемы спрединга. - М.: Наука, 1991. - 207 с.

СИМОНОВ В.А., КУЗНЕЦОВ П.П. Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // Докл. АН СССР. - 1991. - Т.316, № 2. - С.448-451.

ШЕЙМОВИЧ В.С. Геологическое строение стратовулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985. - № 10. - С.43-54.

Л.В.Кунгурцев

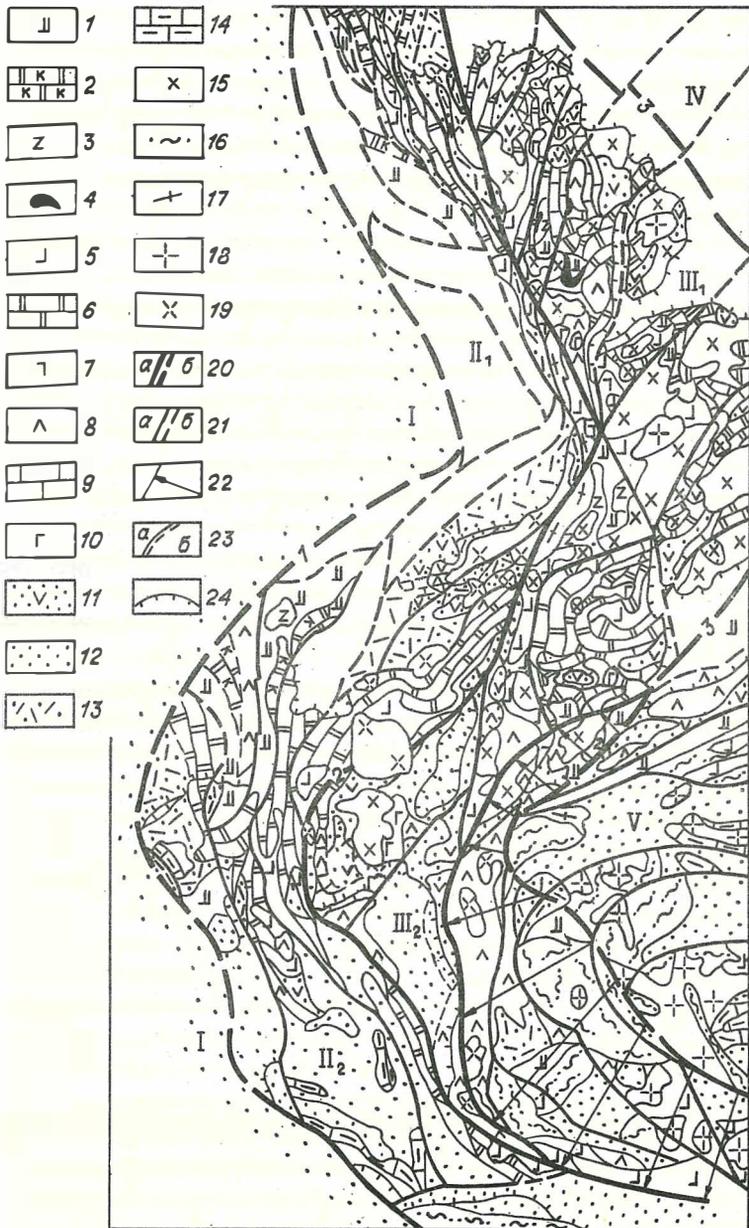
ПАЛЕОТЕДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ОРУДЕНЕНИЕ  
КУЗНЕЦКО-ГОРНОАЛТАЙСКОГО СЕГМЕНТА  
КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКО-СЕВЕРСАЯНСКОЙ ПАЛЕОСТРОВНОЙ ДУГИ

Кузнецко-Алтайско-Северосаянская палеостровная дуга (палеостроводужная система) является составной частью глобальной системы активных окраин Сибирской континентальной плиты, сформировавшейся в салаиро-каледонский цикл тектогенеза. В современной структуре

палеодуга разобщена на два сегмента – Кузнецко–Горноалтайский и Северосаянский, последний из которых был перемещен на значительное расстояние по отношению к первому, оказавшись в его задуговой части. Возможность такого перемещения и его механизм впервые предложен О.Г. Жеро и др. (Тектоника ..., 1973). В работе будет рассмотрен в основном Кузнецко–Горноалтайский сегмент, включающий структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории, восточных частей Кузнецкого прогиба (фундамента) и Горного Алтая (рис. 1). Первичная структура этого сегмента также нарушена – Горноалтайская и Горношорская части смещены по отношению к Кузнецко–Алатауской по системе поперечных нарушений на запад–юго–запад.

В геологическом отношении палеоостроводужная система представляет собой магматическую дугу, что хорошо видно на карте плотности распределения магматических пород (рис. 2). Она обладает полным набором осадочных и магматических формаций, петрохимической зональностью и металлогенией, присущими современным островодужным системам. На это сходство указывали Н.П. Васильковский (1963), П.Ф. Иванкин, А.П. Шейлов (1977), Н.Н. Херасков, Т.Н. Хераскова (1987), А.Б. Дергунов (1989), В.С. Сурков, В.П. Коробейников и др. (Метакомплексы ..., 1988), но все они рассматривали сходство с островными дугами только для отдельных структур данной палеоостроводужной системы и характеризовали признаки этого сходства в самых общих чертах.

На основе проведенных тектонического и формационного анализов, интерпретации региональных геофизических полей и применения методов петрохимических аналогий в пределах рассматриваемого сегмента с запада на восток реставрируются структуры палеожёлоба, внешней аккреционной палеодуги, междугового палеопргиба, внутренней магматической палеодуги и задугового палеобассейна. Их образуют палеодинамические комплексы, охватывающие шесть стадий, которые прошли в своем развитии структуры Кузнецко–Горноалтайского сегмента палеоостроводужной системы. Это комплексы океанической ( $R_3$ ), глыбового хребта ( $R_3 - v$ ), раннеостроводужной ( $\epsilon_1$ ), зрелой островной дуги ( $\epsilon_2$ ), окраинно–континентальной ( $\epsilon_3 - O_2$ ) и коллизионной ( $O_3 - s$ ) стадий.



Структуры палеожёлоба выделяются на западе рассматриваемого сегмента палеоостроводужной системы. Его осевая часть (выход палеосейсмофокальной зоны по отношению к палеоостровной дуге) определена по установленной С.Кейтом (Keith, 1978) пространственно-временной зависимости между химизмом магматических серий дуг, выраженным через калиевый индекс ( $K_{57,5}$ ) и глубиной генерации магмы (глубиной до сейсмофокальной зоны). Результаты построений по этой зависимости

---

Рис. I. Тектоноформационная карта Кузнецко-Горноалтайского сегмента Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеоостровной дуги.

Структуры: I - внутреннего прижелобового склона; II - внешний палеоостровной дуги, в том числе II<sub>1</sub> - Золотокиятский, II<sub>2</sub> - Бийско-Катунский аллохтоны; III - внутренней палеоостровной дуги, в том числе III<sub>1</sub> - Кузнецко-Алатауский, III<sub>2</sub> - Уйменско-Лебедской аллохтоны; IV - задугового палеобассейна, V - нерасчлененный Телецко-Западносаянский аллохтон. Формации палеогеодинамических комплексов: океанической стадии: I - базальтов высокотитанистых, 2 - кремнисто-карбонатная, 3 - перидотит-габбро-диабазовая, 4 - гипербазитовая; стадии глубокого хребта: 5 - базальтов высоко-среднетитанистых, липарит-базальтовая, 6 - кремнисто-карбонатная, доломитовая, 7 - габбро-диорит-диабазовая; ранней островодужной стадии: 8 - базальтоидная, липарит-лейкобазальтоидная, 9 - терригенно-карбонатная, карбонатная рифовая, 10 - габбровая; зрелой островодужной и окраинно-континентальной стадии: II - терригенно-туфогенно-андезитовая, I2 - терригенная, зон лавинной седиментации, I3 - трахидацит-трахилейкобазальтоидная, I4 - известняковая, I5 - гранитоидных батолитов пестрого состава; коллизивной стадии: I6 - метаморфизованная терригенная и вулканогенно-терригенная, I7 - гнейсогранитная, I8 - гранит-плагιοгранитная, I9 - габбро-диорит-гранодиоритовая. Разломы в обнаженных (а) и перекрытых частях (б): 20 - разделяющие аллохтонные структуры (I - Преддуговой, 2 - Междуговой, 3 - Задуговой), 21 - разделяющие покровно-складчатые структуры; 22 - тектонически перекрытая часть палеоостровной дуги. Границы: 23 - формаций (а - в обнаженных, б - в перекрытых частях), 24 - дейтероорогенных отложений

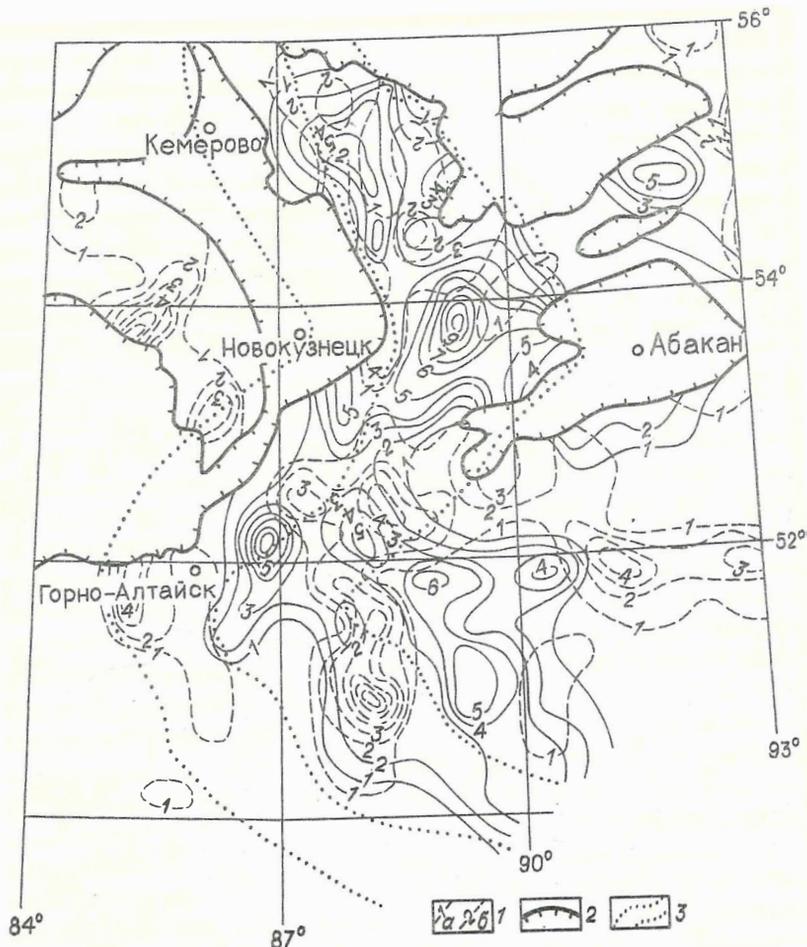


Рис.2. Карта плотности распределения магматических пород са-лаиро-каледонского цикла Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеодуги:

1 - изолинии плотности распределения интрузивных (а) и эффузивных (б) пород ( $\rho \cdot 10^2 \text{ км}^2$  на лист м-ба I:100 000); 2 - контуры дейтероорогенных и плитных отложений; 3 - границы аллохтонных структур. (Для наглядности рекомендуется раскрасить)

отражены на рис. 3. По отношению к сегодняшней структуре выход палеосейсмофокальной зоны проходит под накоплениями западной части Кузнецкого прогиба, Кулундинской впадины, Ануйско-Чуйского синклинария. В современной аккреционной (террейновой) структуре складчатой области сохранился лишь комплекс отложенный внутреннего склона палеожёлоба, т.е. фронтальной части внешней палеодуги. К нему, по-видимому, относятся венд-нижнекембрийские образования Шалапско-Уксунайской, Айской, Кжночергинской и Арыджанской покровно-чешуйчатых структур, сложенных серией линзовидных пластин терригенного, вулканогенного и карбонатного состава и мелких вытянутых тел меланжированных гипербазитов и габброидов (Буслов, 1988). Аналогичные образования слагают офиолитовый покров в Теректинской зоне, в основании которой лежит глаукофансланцевая уймонская свита (Буслов, 1986, 1987, 1988). Можно предполагать, что офиолиты и глаукофановые сланцы развиты гораздо шире и представляют собой фрагменты подошвы аккреционного клина.

Внешняя палеоостровная дуга располагается в современной структуре между Преддуговым и Междуговым разломами (см. рис.1) и состоит из двух крупных аллохтонов - Золотокитатского и Бийско-Катунского, образованных серией покровно-складчатых структур, покровная природа которых показана в работах Н.А.Берзина и др. (1988), М.М.Буслова (1988), С.Ю.Беляева, П.П.Кузнецова (1989). Анализ внутренней структуры и стратиграфической последовательности отложений свидетельствует об общем наклоне покровно-складчатых структур в сторону магматической палеодуги, что согласуется с первично-аккреционной её природой. В строении аллохтонов участвуют палеогеодинамические комплексы всех шести стадий, но характерной особенностью является практически полное отсутствие гранитоидов доордовикского возраста.

Структуры междугового палеопргиба в виде отдельных фрагментов прослеживаются от Тайдонского грабена на севере через Шерегешско-Таштагольский грабен к Уйменско-Лебедскому прогибу на юге. Значительная роль вулканогенных пород, а также длительное развитие структур в режиме погружения, по-видимому, связаны с рифтогенной природой прогиба, возникшего в раннеостроводужную стадию при расщеплении островной дуги. Этим можно объяснить аномальное понижение щелочности островодужных вулка-

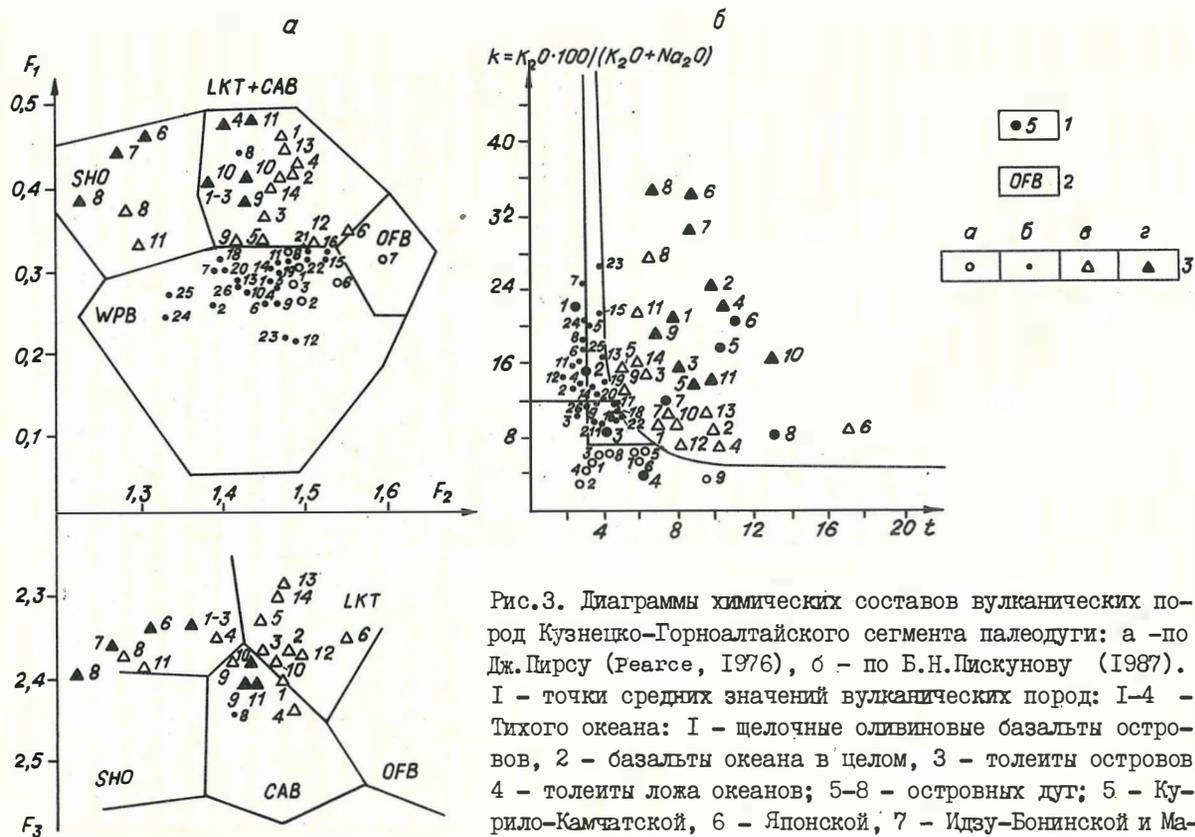


Рис.3. Диаграммы химических составов вулканических пород Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеодуги: а - по Дж.Пирсу (Pearce, 1976), б - по Б.Н.Пискунову (1987). I - точки средних значений вулканических пород: I-4 - Тихого океана: I - щелочные оливиновые базальты островов, 2 - базальты океана в целом, 3 - толеиты островов, 4 - толеиты ложа океанов; 5-8 - островных дуг; 5 - Курило-Камчатской, 6 - Японской, 7 - Идзу-Бонинской и Ма-

рианской, 8 - Кжно-Сандвичевой; 2 - поля: ОФВ - базальтов ложа океанов; WРВ - базальтов континентов и океанических островов, ЛКТ - толеитов островных дуг, САВ - известково-щелочных базальтов островных дуг, ШНО - шшонитов; 3 - точки средних значений вулканических пород свит и серий (в скобках количество анализов): а - океанической стадии: I - засурьинская (36), 2 - шельдьянская (8), 3 - уймонская (8I), 4 - улусчергинская (3), 5 - енисейская, нижняя часть (36), 6 - устьянзасская (3), 7 - колтасская (33), 8 - саратанская (I6), 9 - коммунаровская (I4); б - стадии глыбового хребта: I - теректинская (22), 2 - аламбайская (9); 3-10 - манжерокская в структурах: 3 - Белокурухинско-Куратинской (3), 4 - Катунской (II2), 5 - Кивдинско-Онгудайской (II5), 6 - Бийско-Баратальской (I2I), 7 - Бийской (36), 8 - Лебедской (андезиты, 5), 9 - Лебедской (базальты, 7), 10 - без привязки (I69); II - мунжинская (I2), I2 - спасская (I3), I3 - эксконгинская (72); I4 - каимская (22); I5-I6 - терсинская в структурах: I5 - Золотокитатского аллохтона (38), I6 - Томской и Терсинской (II), I7 - кондомская (4I); I8-I9 - устьянзасская в структурах: I8 - Мрасской (20), I9 - Кондомской (I2); 20 - джебашская Телецкой зоны (78), 2I - арыджанская (79), 22 - балкаусская (8), 23 - кульбюрстюгская (I6), 24 - лоценковская (I8), 25 - полуденная и кульбюрстюгская (I2), 26 - чингинская (66); в раннеостроводужной стадии: I - сугашская (56), 2 - сарьсазская (I08), 3 - эксконгинская Кивдинско-Онгудайской структуры (I2); 4-5 - алпанакская в структурах: 4 - Уйменско-Лебедской (8), 5 - Кивдинско-Онгудайской (55); 6 - балкашская (8), 7 - терсинская в Томской структуре (30), 8 - усинская (36), 9 - богокльская (8), 10 - каньмская (62), II - устькундатская (24), I2 - единисская (24), I3 - чумайская (59), I4 - мрасская (I8); г - стадии зрелой островной дуги: I-3 - устьсеминская в структурах: I - Кивдинско-Онгудайской (26), 2 - Уйменско-Лебедской (236), 3 - Бийско-Баратальской (I7); 4 - верхнеиньргинская (I6), 5 - большекитатская (79), 6 - мундыбашская (I76), 7 - таштагольская и шальмская (30), 8 - кошкулакская (5), 9 - бериккульская (I38), 10 - убинская в Уйменско-Лебедской (I4), II - каимская в Белокурухинско-Куратинской (6) структурах

нических формаций на западе Уйменско-Лебедского прогиба, выявленное при построении схемы петрохимической зональности палеодуги (рис. 4).

Внутренняя палеоостровная дуга реставрируется восточнее и представлена Кузнецко-Алатауским и Уйменско-Лебедским аллохтонами. Они образованы серией покровно-складчатых структур, сложенных палеогеодинамическими комплексами всех шести стадий. Характерной особенностью структур палеодуги является широкое развитие крупных массивов гранитоидов андезитового ряда среднекембрийско-ордовикского возраста. Большая часть Уйменско-Лебедского аллохтона тектонически перекрыта Телецко-Западносибирским аллохтоном (Буслов, 1987, 1988; Херасков и др., 1987), сложенным комплексом формаций преддуговых структур, аналогичных району Теректинского "выступа". Фронтальные покровы аллохтона представлены в основном островодужными комплексами, иногда существенно метаморфизованными (Телецкий покров).

Выделение структур задугового палеобассейна менее однозначно. На севере можно предполагать их под чехлом Минусинских впадин, о чем свидетельствует отсутствие там крупных гранитоидных массивов (Кунгурцев, 1979), снижение щелочности (см. рис. 4) и калиевого индекса (см. рис. 3) островодужных магматических пород, а также замещение в этом направлении вулканогенных островодужных формаций на терригенные (Разрезы ..., 1969). На юге задуговые комплексы перекрыты Телецко-Западносибирским аллохтоном и, возможно, в виде отдельных чешуй присутствуют в его фронтальных покровах. Граница задугового бассейна отрисована по гравиметрическим данным; она отделяет районы с максимальной мощностью осадочных пород, отражающиеся аномально низким полем силы тяжести.

В формировании рассмотренного ряда структур принимают участие шесть палеогеодинамических комплексов, соответствующих шести стадиям, которые прошли в своем развитии структуры Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеодуги.

Образование палеогеодинамического комплекса океанической стадии связано с началом салаиро-каледонского цикла, когда единый Палеоевразийский континент был разбит рифтовыми структурами на серию плит и микроплит, при расхождении которых образовался Палеоазиатский океан шириной до 3 тыс. км (Зоненшайн, 1984). На

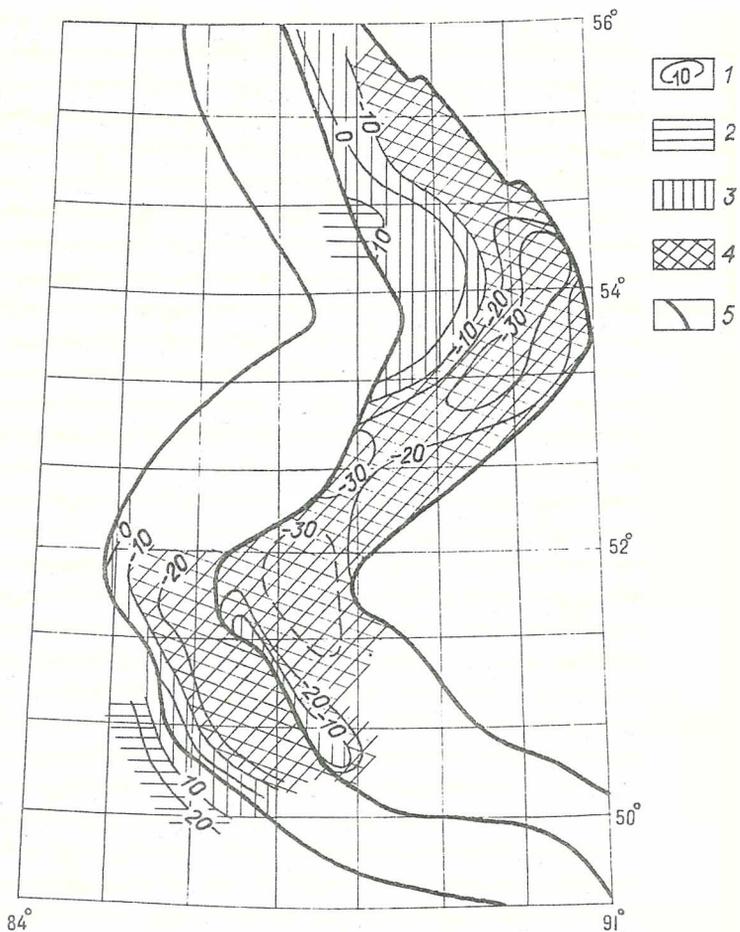


Рис.4. Схема петрохимической зональности островодужных вулканических формаций Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеодуги:

I - изолинии индекса классификации Б.Н.Пискунова (пунктир - предполагаемые); 2-4 - области распространения пород петрохимических серий: 2 - известковой, 3 - известково-щелочной, 4 - субщелочной, 5 - границы аллохтонных структур

рассматриваемой территории комплекс представлен серией формаций, традиционно объединяющихся в офиолитовую ассоциацию. К нижним её членам относятся гипербазитовая, габбро-пироксенит-дунитовая, перидотит-габбро-диабазовая формации (саланский, большетаскельский, тебинский, чаганузунский, актовракийский комплексы). Вулканогенную часть составляют: эффузивы коммунаровской и колтаской свит, низов енисейской серии, образующие основание разреза в Тигертышско-Июсской, Томско-Терсинский и Золотокитатской зонах Кузнецкого Алатау; вулканиты юга Мрасского массива, Катунской зоны смятия, Айской чешуйчатой структуры, картируемые в составе устьянзасской и манжерокской свит. Осадочную часть офиолитовой ассоциации представляют терригенно-кремнисто-карбонатные составляющие вышеупомянутых свит. Критериями отнесения перечисленных подразделений к образованиям океанической стадии явилось: их петрохимическое сходство с вулканитами срединно-океанических хребтов (см. рис. 3), нахождение в основании разрезов рассматриваемых структур, аналогия в составе пород, структурно-текстурных особенностях и в строении разреза с офиолитовыми ассоциациями складчатых областей. В большинстве описанных районов рассматриваемый комплекс находится в аллохтонном залегании, что вполне согласуется с плейттектонической концепцией. Время его образования большинством исследователей принимается позднекризойским.

Другой тип разреза характерен для преддуговых структур, где развиты мощные терригенно-сланцевые и терригенные формации с вулканитами в основании. Это эффузивы засурьинской, шельдянской, уймонской, саратанской свит, а также развитые в покровах фронтальной части внешней палеодуги - улусчергинской и манжерокской свит. Они имеют петрохимические характеристики, промежуточные между базальтами дна океанов и базальтами оснований океанических островов, представляя, по-видимому, первые, наиболее примитивные, проявления внутриплитового вулканизма, сопоставимые с открытиями недавно в океанах крупными площадными покровами базальтоидов. Вулканогенные породы вышележащих терригенных и терригенно-сланцевых частей разреза (теректинской, башкаульской, джебашской свит) по петрохимическим характеристикам сопоставимы уже с базальтами оснований океанических островов (см. рис. 3). По отношению к палеодуге все эти образования принадлежат к другой - океанической плите, погружавшейся в зоне субдукции. Соответ-

венно возраст их должен быть моложе аналогичных образований в структурах палеодуги.

Формирование следующего палеогеодинамического комплекса произошло в позднерифейско-вендское время и связано с заложением на коре океанического типа цепи вулканических построек, образовавших глыбовый (вулканический) хребет. Основание его составляют формации слабо дифференцированных высоко-среднетитанистых базальтов в ассоциации с кремнисто-карбонатными и терригенно-сланцевыми породами. По петрохимическим характеристикам базальты аналогичны внутриплитовым базальтам оснований современных океанических островов (см. рис. 3). Сюда относятся терсинская в Томской и Терсинской, кондомская, устьянзасская в Мрасской, арыджанская свиты в Баратальской покровно-складчатых структурах.

По мере развития хребта вулканы становятся контрастно дифференцированными - дацит-лейкобазальтовая, дацит-трахилейкобазальтовая, липарит-базальтовая формации, аналогичные по петрохимическим характеристикам вулканикам вершинных частей внутриплитовых океанических островов (см. рис. 3). Это вулканогенные породы полуденной, биджинской, кабырзинской, терсинской (в Золотокитатском аллохтоне), устьянзасской (в Кондомской структуре), кульбурстигской, лощенковской, мунжинской, спасской, эсконгинской, манжерокской, каимской свит. Возраст приведенного ряда свит скользит во времени, что можно связать с движением океанической плиты и соответственно смещением активного вулканизма сначала в горношорскую, а затем в горноалтайскую части рассматриваемой системы. На образованных вулканических постройках происходит накопление мощных кремнисто-карбонатной, доломитовой и фосфатоносной формаций, аналогичных по составу и строению карбонатным "шапкам" современных океанических хребтов и островов экваториальных и умеренных широт, где установлены большие мощности (до 3000 м) осадков (Watkins et al., 1974), очень высокая скорость их накопления - до 50-70 мм/1000 лет (Mayer et al., 1982), кремнисто-карбонатный биогенный с фосфоритами и железо-марганцевыми конкрециями состав (Мурдмаа, 1987; Cullen, Burnett, 1986).

Интрузивные образования палеогеодинамического комплекса образуют эволюционный ряд от гипербазитовой к перидотит-габбро-диабазовой и габбро-плагитогранитной формациям, не выходящим за рамки интрузивных комплексов, известных в современных океа-

нических структурах (Dosso et al., 1979) - цисаревский, бойский, усинский.

Таким образом, на основе сходства петрохимических характеристик, литологии пород, последовательности в разрезе образования позднего рифея - венда рассматриваемого региона вполне сопоставимы с комплексом пород современных внутриплитовых вулканических хребтов и островов.

В конце венда - начале кембрия, по-видимому, в связи с глобальной тектонической перестройкой, вызвавшей изменение движения литосферных плит, произошло заложение зоны субдукции, наклоненной под структуры глыбового хребта. Это положило начало формированию следующего палеогеодинамического комплекса - раннеостроводужного. Начальный период процесса субдукции сопровождался дроблением и чешуированием верхней вулканогенно-осадочной составляющей коры склоновой части хребта с образованием аккреционных структур внутреннего склона палеожёлоба и внешней палеодуги. Структуры центральной части хребта также претерпели частичное скучивание, дробление на блоки и смещения (Кунгурцев, 1986).

Новообразования этой стадии связаны с заложением в пронизываемых межблоковых структурах цепи вулканических построек центрального типа, частично поднимавшихся выше уровня моря, поставляя существенные массы терригенного материала, а по их периферии формировались рифовые атоллы и накапливались мелководные карбонатные осадки. Вулканические формации представлены уже более последовательно дифференцированными сериями пород, в которых увеличивается количество пирокластики. Максимум вулканической активности этого периода приходится на структуры внешней палеодуги и междуугового палеопрогиба, а во внутренних структурах преобладает карбонатонакопление. Вулканогенные формации представлены базальтоидной, липарит-лейкобазальтоидной, дацит-трахилейкобазальтоидной формациями - единисская, чумйская, усинская, богохмельская, устькундатская, канымская, мрасская, сарьсазская, ашпанакская, убинская, балхашская, сагалакская свиты. Осадочной состав ляющей являются карбонатные в основном известняковые, карбонатные рифтовые, карбонатно-терригенные, включая грубообломочные, формации, сходные с осадочными образованиями современных островных дуг как по составу, так и по мощности (Лискунов, 1987). Интрузивные породы комплекса - это немногочисленные массивы таб-

бро-плагиигранитной и габбровой формаций - кундустукульский, лавреновский, саракочинский комплексы, относящиеся к плагиигранитам толеитового ряда, характерным для островных дуг фемического профиля.

Одновременно с формированием структур островной дуги происходит накопление вулканогенно-терригенных отложений в задуговом бассейне, отдельные фрагменты которых, вероятно, сохранились в чешуйчатых структурах фронтальных частей Телецко-Западно-Саянского аллохтона (устьанзасская Западно-Абаканской, юга Мрасской и Кондомской структур - кумурлинская, арташская свиты).

К концу раннего кембрия характер магматизма и осадконакопления меняется. Вулканиды представлены последовательно дифференцированными сериями с ярко выраженным известково-щелочным составом, большим количеством пирокластики - базальт-андезитовая, андезитовая, туфогенно-андезитовая формации (берикюльская, большешекитатская, кошкулакская, мундыбашская, таштагольская, шалымская, устьеминская свиты). По петрохимическим характеристикам они сходны с вулканидами зрелых островодужных систем (см. рис. 3). Максимум вулканической активности в этот период смещается во внутренние структуры палеодуги. Осадочные породы приобретают большую терригенность, вплоть до образования грубообломочных молассовых формаций. Роль их в разрезе увеличивается в сторону преддуговых и задуговых структур, где накапливаются мощные терригенные комплексы турбидитного характера в зонах лавинной седиментации (Дергунов, 1989). Хорошо увязывается с выделением островодужных палеогеодинамических комплексов петрохимическая зональность ниже-среднекембрийских вулканогенных пород (см. рис. 4). Полученная картина распределения индекса классификации Б.Н. Пискунова аналогична таковой для современных островных дуг Восточной Азии - Курило-Камчатской, Алеутской и др. (Пискунов, 1987). Длительное функционирование зоны субдукции, являющейся источником огромных масс флюидов и расплавов, привело к образованию под покровами эффузивов крупных массивов формации гранитоидных батолитов пестрого состава, образующих совместно с зонами гранитизации (метасоматоза) серию гранитоидных поясов, субпараллельных структурам палеодуги (рис. 5) - мартайгинский, садринский, улень-туимский комплексы. По петрохимическим характеристикам они относятся к гранитоидам андези-

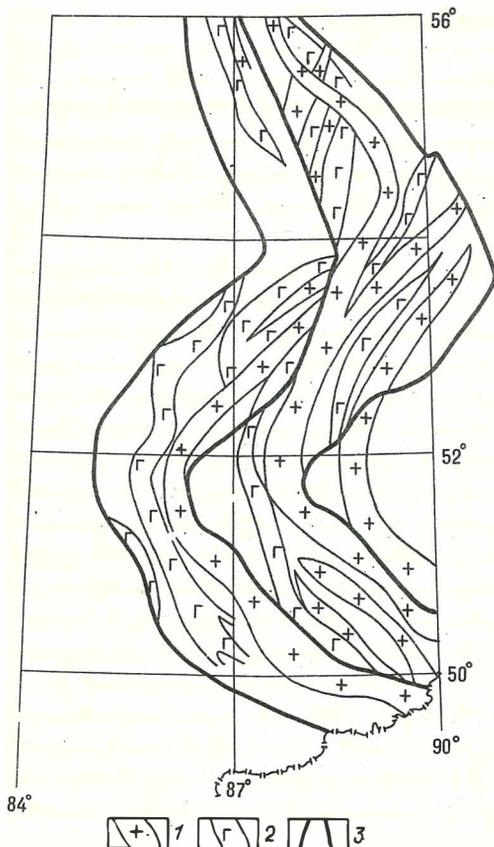


Рис. 5. Схема расположения гранитоидных и базальтовых поясов Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеодуги:  
 1-2 пояса: 1 - гранитоидные, 2 - базальтовые,  
 3 - границы аллюхтонных структур

тового ряда. В сторону внутренних островодужных структур в гранитоидах закономерно увеличивается  $K-Na$  отношение. Связь гранитоидного магматизма с глубинными источниками (сейсмофокальной зоной) подтверждается также зональным распределением калия в гранитоидах, что видно на схеме распределения калиевого индекса (рис. 6). Аналогичная зональность характерна для активной окраины Северной Америки (Westra, Keith, 1981). Закономерная высокая степень корреляции между значениями калиевого индекса и индекса классификации Б.Н.Пискунова, вычисленного для вулканоген-

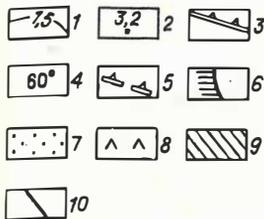
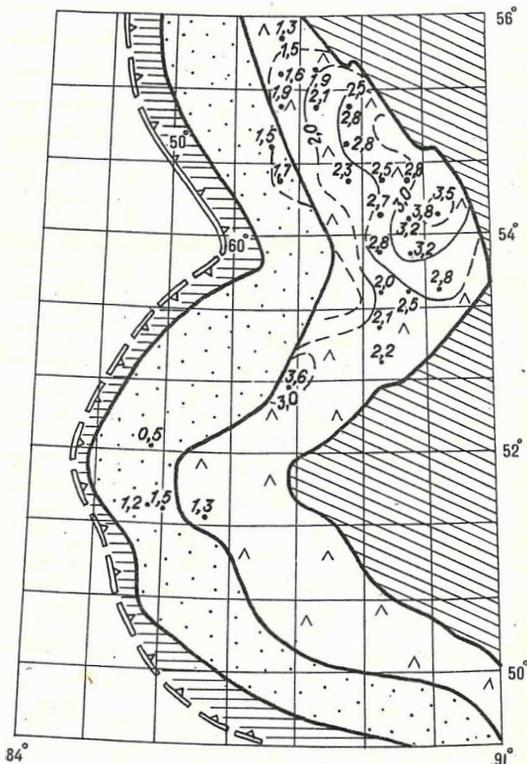


Рис. 6. Схема распределения калиевого индекса ( $K_{57,5}$ ) в средне - позднемюрскийских магматических сериях Кузнецко-Горношорского сегмента палеодуги: 1 - изолинии значений калиевого индекса (пунктир - предполагаемые); 2 - значения  $K_{57,5}$ , вычисленные в пределах листов масштаба 1:100 000; 3 - местоположение па-



лежелоба, определенное по зависимости  $K_{57,5} - N_{сфз}$ ; 4 - угол наклона палеосейсмофокальной зоны; 5 - предполагаемое положение палеожелоба; 6-9 - структуры: внутреннего прижелобового склона, 7 - внешней и 8 - внутренней палеодуги, 9 - задугового палеобассейна (на время функционирования сейсмофокальной зоны); 10 - разломы, разделяющие структуры 6-9.

ных пород палеодуги (см. рис. 4), также связанных с функционированием сейсмофокальной зоны.

В начале позднего кембрия происходит прекращение активного вулканизма, что можно объяснить "заякориванием" зоны субдукции приблизившимися Салаирской палеоостровной дугой и Барнаульско-

Алтайским микроконтинентом. С коллизией этих трех систем (террейнов) связан, по-видимому, позднекембрийско-раннеордовикский аркогенез Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеодуги. Однако коллизионные процессы этого времени имели не столь значительную интенсивность, а сформированная террейновая структура складчатой области развивалась в режиме пассивной континентальной окраины с накоплением мощных терригенных толщ в межтеррейновых пространствах.

В конце позднего кембрия, по-видимому, произошло заложение новой зоны субдукции, отстоящей от предыдущей на 150–200 км и расположенной уже западнее Барнаульско-Алтайского микроконтинента. Индикатором ее явилось образование на сформированной континентальной окраине цепи вулканических построек, сложенных лавами и пирокластикой повышенной кислотности и щелочности, сопоставимых по своим петрохимическим характеристикам с вулканогенными породами окраинно-континентальных поясов типа Охотско-Чукотского. Это вулканы тайменской, анзасской, алгаинской, агайринской, чебуриной, ельцовской, еринатской, мугураксинской, иньсукской и систигхемской свит (Хомичев, 1988). Анализ ареалов распространения ордовикских вулканогенных отложений свидетельствует о том, что крупномасштабные перемещения, нарушившие целостность Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеоостровной дуги, произошли в послераннеордовикское время. Вероятно, одним из индикаторов этой крупной перестройки являются образования передовинской свиты позднего ордовика – раннего силура, имеющие олистостромовое строение (олистолиды фтанитов, диабазов, известняков с остатками археоциат). С механизмом перемещения крупных покровов можно увязать и образование в их фронтальных частях радиальной системы грабенов, выполненных вулканогенно-осадочными породами раннего силура (ярышкольская свита), а также серии вытянутых передовых, по отношению к покровам, прогибов, сложенных карбонатно-терригенными породами силура. На существенную роль в формировании современной структуры области ордовик-силурийских движений указывали Н.А.Берзин (1979) и А.Б.Дергунов (1989).

Описанные формации позднего ордовика – силура относятся уже к следующему коллизионному палеогеодинамическому комплексу. А наиболее значимыми его представителями являются магматические и метаморфические формации. К первым относятся плюмазитовые редко-

металльные граниты шапшальского и талицкого комплексов, а также протяженные дайковые пояса типа Саяно-Тувинского, развитые в преддуговых структурах. В пределах палеоостроводужной системы к комплексу относятся формации палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (тигертышский и тельбесский комплексы), гнейсогранитов зон смятия (томский комплекс). Массивы этих формаций образуют протяженные пояса, тяготеющие к периферическим (пограничным) частям палеоостроводужной системы (см. рис. I).

К метаморфитам, возникшим в результате коллизионных процессов в позднекембрийское и силурийское время, вероятно, можно отнести пояса метаморфических пород, образованных в зонах сочленения с Салаирской палеодугой (Кивдинско-Уксунайский район), Барнаульско-Алтайским микроконтинентом (Теректинский, Северо-Холзунский районы). Но наиболее широко они развиты в покровах Телецко-Западносаянского аллохтона, претерпевшего крупномасштабные перемещения и скучивания в позднеордовикско-силурийское время. С влиянием этого аллохтона, по-видимому, связано и образование пояса высокометаморфизованных пород по обрамлению Мрасского покрова, представляющего собой крупную вулканоплутоническую постройку стадии глыбового хребта, реагировавшую на внешние деформации как жесткий массив. С влиянием Телецко-Западносаянского аллохтона связаны и деформации Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеодуги, выразившиеся в смещении относительно Кузнецко-Алатауской его части, Горноалтайской на запад-юго-запад, а Горношорской на запад-северо-запад. Образование серии рифтогенных (при раздвиге) и передовых (при надвигании) прогибов на рубеже силура-девона также хорошо увязывается со временем и динамикой широкомасштабных перемещений.

Формирование описанного ряда палеогеодинамических комплексов, явившееся результатом процессов спрединга, субдукции и коллизии, привело в конце салаиро-каледонского цикла к образованию в пределах Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеоостроводужной системы коры континентального типа, состав, строение и металлогения которой в дальнейшем существенных изменений уже не претерпели.

Распределение оруденения, т.е. металлогеническая зональность выступает как независимый критерий оценки правильности геотектонических построений, так как различным геоструктурам присуща спе-

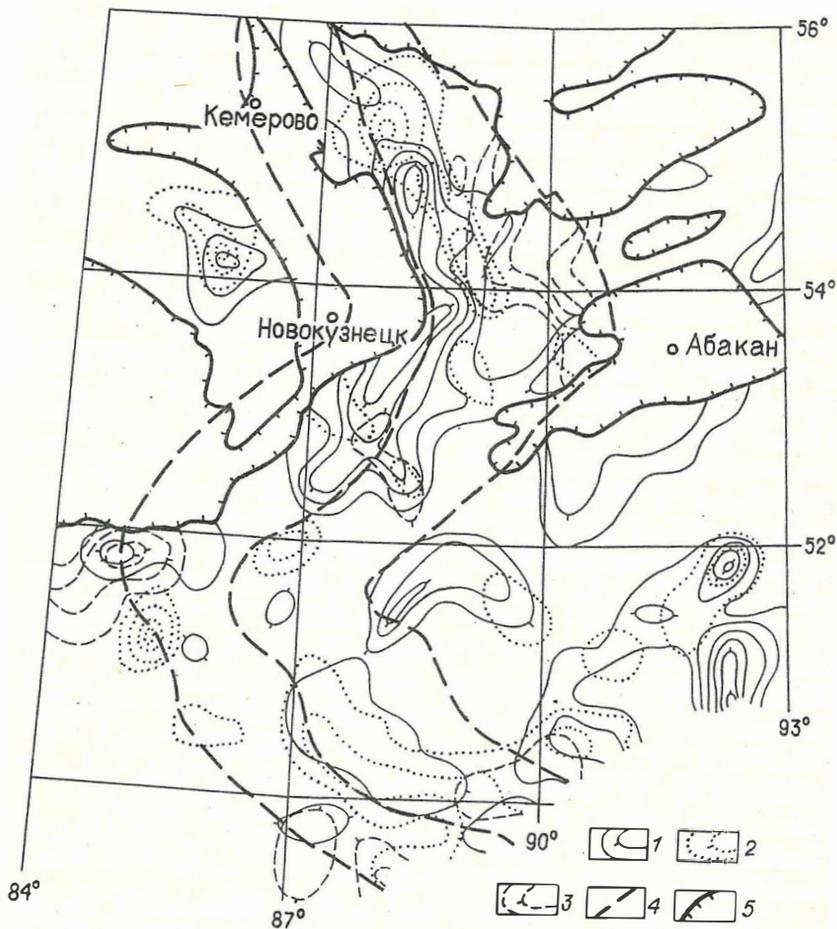


Рис.7. Карта распределения плотности эндогенного оруденения Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеодути:  
 1-3 - плотности эндогенного оруденения (в усл. баллах): 1 - сидерофильного, 2 - халькофильного, 3 - литофильного; 4 - границы аллотонных структур; 5 - контуры дейтороорогенных и плитных отложений. (Для наглядности рекомендуется раскрасить)

цифическая рудная специализация и зональность. Анализ пространственно-временного распределения эндогенной минерализации Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеодуги свидетельствует о достаточно жесткой унаследованности и консерватизме металлогенической специализации составляющих его структур. Разновременное оруденение образует в современном эрозионном срезе закономерный латеральный ряд от сидерофильного внешних структур через халькофильное к литофильному оруденению внутренних структур палеодуги (рис. 7). Аналогичная металлогеническая зональность характерна для активных окраин современных океанов. Так, например, для Андийской окраины А.А.Ковалев (1985) приводит следующий латеральный ряд: Hg - Fe - Cu, Au; Ag - Cu, Mo; Cu, Pb, Ag; Mn; Cu, V, U - Sn, W; Sn. Сравним с приведенным рядом металлогеническую зональность Кузнецко-Горноалтайского сегмента (с запада на восток).

Ртутное оруденение сконцентрировано в трех районах внешней палеодуги, локализуясь в пологих надвиговых структурах, часто с офиолитовым меланжем в основании. Серия месторождений приурочена к преддуговым структурам, образуя протяженный пояс в Чарышско-Теректинском районе, перемещенным продолжением которого, по-видимому, является пояс вдоль Саяно-Тувинского разлома.

Оруденение железа образует на севере пояс, субпараллельный простиранию основных складчатых структур и названный Л.В.Алабиным (1983) Главным железорудным поясом. Он протягивается по обе стороны от Междугового глубинного разлома, тяготея к структурам междугового палеопрогиба (см. рис. 7). Значимое оруденение локализовано в приконтактных частях крупных гранитоидных массивов (либо зон гранитизации), фиксируемых интенсивными отрицательными аномалиями поля силы тяжести (Ампалынского, Томского, Тельбеского, Верхнекондомского). В Горноалтайской части сегмента железорудный пояс представлен серией рудопроявлений, локализованных также вдоль Междугового разлома. Южным перемещенным продолжением Главного железорудного пояса, по-видимому, является пояс, протягивающийся по северу Телецко-Западносаянского аллохтона - Верхнеабаканский и Анзасский рудные районы.

Оруденение золота представлено Главным золоторудным поясом (Алабин, 1983), расположенным восточнее железорудного. Месторождения колчеданно-полиметаллической золотосодержащей формации

связаны с раннеостроводужными плагиигранитами андезитового и известково-щелочного рядов. Характерно, что для оруденения последней формации В.А.Булытниковым и К.Р.Рабиновичем (1990) установлена минералогическая зональность, отвечающая общей тектонической зональности, изменяясь от золотополиметаллической субформации в структурах внешней палеодуги через золотомышьяковую к золотомедной субформации во внутренних структурах магматической палеодуги.

Оруденение марганца образует пояс восточнее Главного железорудного, размещаясь в позднекембрийских и раннепалеозойских отложениях в районах максимального проявления базальтоидного вулканизма.

Оруденение меди и молибдена располагается восточнее Главного золоторудного пояса в крайних внутренних структурах палеодуги. Пространственно и генетически оно связано с массивами формации гранитоидных батолитов пестрого состава, приурочено к наиболее лейкократовым породам повышенной щелочности (калиевый индекс 3,0-6,4; см. рис. 6), хорошо фиксирующимся в гравитационном поле. По своим особенностям оруденение сходно с оруденением активной континентальной окраины Северной Америки (Хомичев, Хомичева, 1981) и также размещено над самыми глубокими частями палеосейсмофокальной зоны (Westra, Keith, 1981).

Вольфрам-медно-молибденовое оруденение скарнового типа развито по восточной периферии палеодуги, наклоняясь на медно-молибденовое. Оно связано с гранитоидами известково-щелочного ряда (тигертышский комплекс). Вольфрамовая и медно-полиметаллическая минерализация внешних частей палеодуги в пределах Горного Алтая (см. рис. 7) связана уже с функционированием герцинской активной континентальной окраины.

Сравнивая описанный латеральный ряд с вышеприведенной зональностью Андийской окраины, можно констатировать их сходство, что является одним из подтверждений правильности принятой модели тектонического строения региона. Вместе с тем, это положение имеет и обратное действие, т.е., установив тектоническую природу той или иной геоструктуры, можно на качественно новом уровне выполнить для нее металлогенический прогноз, обосновав не только ожидаемую металлогеническую специализацию, но и наиболее вероятный генетический тип оруденения по аналогии с однотипными современными структурами.

Формирование, в основных чертах, рудно-магматических комплексов рассматриваемых структур в островодужную и окраинно-континентальную стадии подтверждается также расчетами корреляционных связей полихронного оруденения с особенностями глубинного строения литосферы, отражающими тип земной коры (Морсин, 1989), и плотностями распределения интрузивных и эффузивных пород различных стадий развития структур региона. Последующие активизации тектонической и магматической деятельности привели лишь к частичному перераспределению оруденения и незначительному его привносу, не изменив существенно сложившуюся специализацию структур (Кунгурцев, 1988).

### Список литературы

АЛАБИН Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука, 1983. - III с.

БЕЛЯЕВ С.Ю., КУЗНЕЦОВ П.П. Геология Еландинской структуры Катунского антиклинория Горного Алтая // Геология и геофизика. - 1989. - № 3. - С. 21-28.

БЕРЗИН Н.А. Меланжево-олисторомовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. - Новосибирск, 1979. - С.104-129.

БЕРЗИН Н.А., БУСЛОВ М.М., БОРУКАЕВ Ч.Б. Покровно-чешуйчатая структура Баратальского "выступа" (Горный Алтай): Реф. депонир. ст. // Геология и геофизика. - 1989. - № 4. (Деп. в ВИНТИ, № 4221-В88).

БУЛЫННИКОВ В.А., РАБИНОВИЧ К.Р. Золотоносная рудно-магматическая система Кузнецкого Алатау (опыт типизации и моделирования месторождений) // Геология и геофизика. - 1990. - № 1. - С.71-81.

БУСЛОВ М.М. Фрагменты покровной структуры центральной части Теректинского выступа (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1986. - № 5. - С. 40-45.

БУСЛОВ М.М. Додевонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1987. - № 8. - С.18-36.

БУСЛОВ М.М. Нижнепалеозойские тектонические покровы в структуре Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1988. - 16 с.

ВАСИЛЬКОВСКИЙ Н.П. К проблеме островных дуг // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. - М., 1963. - С. 94-108.

ДЕРГУНОВ А.Б. Каледониды Центральной Азии. - М.: Наука, 1989. - 192 с.

ЗОНЕНШАЙН Л.П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // 27 Международный геологический конгресс: Тектоника. Т. 7. - М., 1984. - С. 48-59.

ИВАНКИН П.Ф., ЩЕГЛОВ А.П. О некоторых аналогиях в строении западной части Тихоокеанского подвижного пояса и Алтае-Саянских каледонид // Тектоника дна морей, островных дуг и континентальных окраин. - Владивосток, 1977. - С. 29-37.

КОВАЛЕВ А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. - М.: Недра, 1985. - 223 с.

КУНГУРЦЕВ Л.В. Тектоника фундамента Южно-Минусинской впадины // Комплексное геолого-геофизическое и металлогеническое изучение устойчивых массивов. - Кемерово, 1979. - С. 16-18.

КУНГУРЦЕВ Л.В. Блоковая тектоника Озёрно-Кузнецкой мегазоны и ее металлогеническое значение // Проблемы геологии рудных районов Западной Сибири. - Новосибирск, 1986. - С. 75-76.

КУНГУРЦЕВ Л.В. Глубинная структура, тектоническая и металлогеническая зональность северной части Озёрно-Кузнецкой мегазоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1988. - 16 с.

МЕТАКОМПЛЕКСЫ и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. В.С.Суркова. - М.: Недра, 1988. - 195 с.

МОРСИН П.И. Связь эндогенного оруденения с особенностями глубинного строения литосферы западной части Алтае-Саянской складчатой области // Результаты региональных геолого-геофизических исследований Сибири. - Новосибирск, 1989. - С. 85-94.

МУРЦМАА И.О. Фации океанов. - М.: Наука, 1987. - 303 с.

ПИСКУНОВ Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. - М.: Наука, 1987. - 235 с.

РАЗРЕЗЫ докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области / А.Б.Гинцингер, М.К.Винкман, В.Л.Асташкин и др. - Красноярск, 1969. - 217 с.

ТЕКТОНИКА и глубинное строение Алтае-Саянской складча-

той области / В.С.Сурков, О.Г.Жеро, Д.Ф.Уманцев и др. - М.: Недра, 1973. - 144 с.

ХЕРАСКОВ Н.Н., МОССАКОВСКИЙ А.А., ДОБРЕЦОВ Н.Л. Тектоника и геодинамические обстановки венда-раннего палеозоя Алтае-Саянской области // Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. - М., 1987. - С. 66-69.

ХЕРАСКОВ Н.Н., ХЕРАСКОВА Т.Н. Геодинамическое развитие каледонид Азии в раннем палеозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1987. - Т. 62, вып. 5. - С. 101-111.

ХОМИЧЕВ В.Л. Ордовикский вулканизм Алтае-Саянской области // Палеовулканические реконструкции палеозоя Сибири. - Новосибирск, 1988. - С. 43-61.

ХОМИЧЕВ В.Л., ХОМИЧЕВА Е.С. Генетическая модель штокверковых медно-молибденовых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. - Новосибирск, 1981. - С. 23-25.

CULLEN D.J., BURNETT W.C. Phosphorite associations on seamounts in the tropical southwest Pacific Ocean // Mar. Geol. - 1986. - V. 71, N 3/4. - P. 215-236.

DOSSO L., VIDAL P., CONTAGREL J.H. et al. Kerguelen: Continental Fragment or Oceanic Island: Petrology and Isotopic Geochemistry Evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1979. - V.43. - P. 46-48.

KEITH S.B. Paleosubduction Geometries Inferred from Cretaceous and Tertiary Magmatic Patterns in South-Western North America // Geology. - 1978. - V. 6. - P. 516-521.

MAYER L., THEUER F. et al. Leg.85 Equatorial Pacific Paleoenvironment // Joides J. - 1982. - V. 8, N 3. - P. 4-19.

PEARCE J.A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts // J.Petrology. - 1976. - V. 17, N 1. - P. 15-43.

WATKINS N.D., GUNN B.M., NOUGIER A.G., BAKI A.K. Kerguelen: Continental Fragment of Oceanic Island // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1974. - V. 85, N 2. - P. 201-212.

WESTRA G., KEITH S.B. Classification and Genesis of Stockwork Molybdenum Deposits // Econ. Geol. - 1981. - V. 76, N 4. - P. 844-873.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
УЛЬТРАМАФИТОВ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА (Алданский щит)

Инаглинский щелочно-ультрамафитовый массив расположен в северо-западной части Центрально-Алданского региона и приурочен к центральной части одноименной очаговой морфоструктуры (Калиевый... магматизм..., 1990), к зоне пересечения Юхтинского и Инаглинского разломов (Еремеев, 1984). Вмещающие массив метаморфические породы архейского фундамента с угловым несогласием перекрыты терригенными рифейскими отложениями - гравелитами, кварцитами, песчаниками, аргиллитами. Горизонтально залегающие нижнекембрийские песчаники и доломиты образуют вокруг Инаглинского массива купольную структуру (Корчагин, 1972).

Массив имеет концентрически-зональное строение. Его внутреннее ядро представляет собой дунитовый шток диаметром около 5 км, отороченный узкой полосой (~ 50 м) пироксен-оливиновых пород. Н.В.Еремеевым (1984) закартированы небольшие линзы перидотитов и пироксенитов внутри штока. Наиболее молодые проявления магматизма - многочисленные дайки пуласкитов, щелочных пегматитов и гранит-аллитов (Еремеев, 1984; Куцкий, 1985).

Шток ультрамафитов обрамляется щелочными габброидами и пластовым интрузивом пестрых по составу сиенит-порфиров с отходящими от него sillами сиенит-диорит-порфиритов (рис. 1) (Корчагин, 1972). Последовательность образования интрузивных пород инаглинского комплекса большинством геологов представляется следующей: дуниты - перидотиты - шонкиниты - щелочные сиениты (Еремеев, 1984; Калиевый... магматизм..., 1990), однако по вопросу о возрастном положении дунитов в настоящее время нет единого мнения. Одни исследователи связывают их формирование с активизацией тектоники Алданского щита в мезозое (Угрюмов, Киселев, 1969; Ельянов, Моралев, 1973; Калиевый... магматизм..., 1990), другие считают их верхнепротерозойскими по аналогии с дунитами комплексов Кондер и Чад, для которых определен абсолютный возраст в 600,5 млн лет (Корчагин, 1972; Богомолов, 1968; Шнай, 1980). По мнению ряда авторов (Угрюмов, Киселев, 1969), становление дунитов имело ярко выраженный диапировый характер и сопровождалось формированием локального купольно-

го поднятия. Нетрадиционную точку зрения на происхождение гипербазитов Инаглинского массива высказала Г.К.Шнай (1980), выделявшая дуниты в самостоятельную формацию, являющуюся аналогом альпинотипных гипербазитов складчатых областей.

Предпринятое исследование ультрамафитов Инаглинского массива с применением метода петроструктурного анализа показало, что слагающие его породы в процессе формирования подвергались пластической деформации и рекристаллизации подобно альпинотипным гипербазитам (Гончаренко, 1989).

Проведенное систематическое изучение пространственного распределения структурных элементов дунитов — уплощенности и линейности минеральных зерен — позволило выявить крупную структуру, являющуюся главным элементом внутреннего строения массива (Бетхер, 1989). Положение  $s$  — плоскостей оливиновых индивидов, цепочек хромшпинелидов и моноклинных пироксенов на структурной диаграмме описывает складчатость конического типа (Сыстра, 1978), которая установлена для ряда массивов альпинотипных гипербазитов (Гончаренко, 1989). Полюса элементарных плоскостных участков рассеиваются по малодуговой траектории с радиусом  $80^\circ$ , единый центр которой соответствует кинематической  $\beta$  — оси складчатости и имеет субвертикальное положение (см. рис. 1). Часть полюсов элементарных плоскостных участков стремится занять субвертикальное положение, а соответствующие им выходы линейности ориентируются в горизонтальной плоскости, что согласуется с данными Г.К.Шнай (1980), обнаружившей грубую направленность линейности оливина, лежащую в плоскости отдельности, к центру массива.

В дунитах, слагающих массив, наблюдается развитие разнообразных деформационных структур, сходных с описанными ранее в альпинотипных гипербазитах и глубинных ксенолитах из кимберлитов (Гончаренко, 1989; Mercier, Nicolas, 1975; и др.). Ниже приводится характеристика главных петроструктурных типов оливина в дунитах, основанная на морфоструктурных особенностях с учетом значений удельной поверхности зерен и степени их ориентации (Салтыков, 1970).

Выделяются пять главных типов деформационных структур оливина: прото-мезогранулярный, порфирокластический, лейстовый, мозаичный и пегматоидно-порфирокластический (Бетхер, 1989).

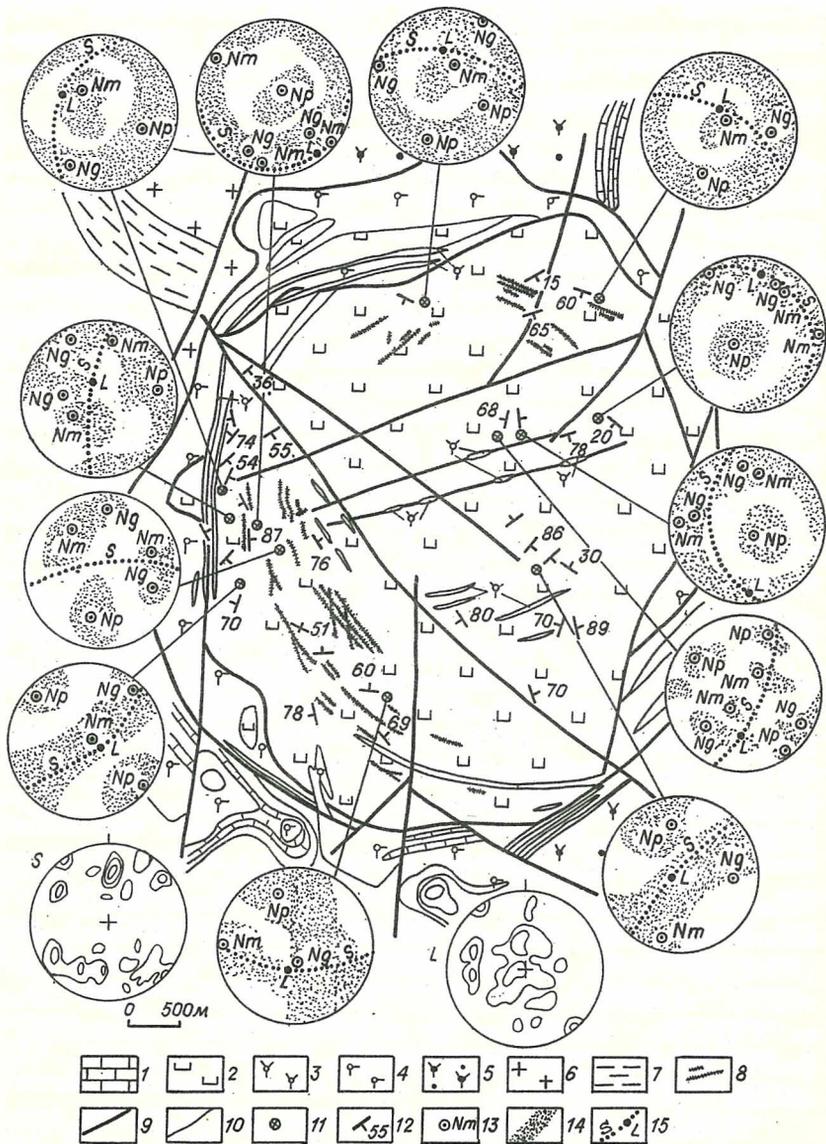


Рис. I. Схема геологического строения Инаглинского массива с данными петроструктурного изучения:

I - известняки и доломиты; 2 - дуниты, перидотиты, пироксениты; 3 - пуласкиты; 4 - щелочные габброиды; 5 - порфириды, микросиениты, сиенит-порфиры; 6 - граниты; 7 - кристаллические сланцы; 8 - хромдиопсид-вермикулитовые пегматиты; 9 - дизъюнктивные нарушения; 10 - геологические границы; II - точки отбора образцов; I2 - элементы залегания уплощенности; I3 - максимумы концентрации оптических осей; I4 - пояса концентраций оптических осей; I5 - проекция полосчатости и линейности. S - диаграммы распределения полюсов уплощенности и L - линейности оливина в дунитах

---

Прото-мезогранулярный тип структуры отличается развитием изометричных или слегка вытянутых зерен оливина размером 3-10 мм с извилистыми плавными очертаниями границ, следами деформации в виде волнистого погасания и полос сброса, отмечавшимися и другими исследователями (Разин, 1966; Шнай, 1980). Линейная и плоскостная ориентировка практически не проявляется (табл. I). В отдельных индивидах оливина наблюдается спайность по (100) и (010).

Порфирокластический тип структуры является переходным и возникает при рекристаллизации зерен прото-мезогранулярного типа, в результате чего крупные порфирокласты оливина размером 4-10 мм оказываются погруженными в матрицу мелких полигональных зерен с размером поперечных сечений менее 3 мм. Новообразованные индивиды в одних случаях появляются по периферии оливиновых порфирокластов, в других - за счет их дезинтеграции с образованием системы удлинённых субзерен, повернутых на небольшой угол ( $3-5^{\circ}$ ) относительно протозерна, и дальнейшего их распада на отдельные изометричные зерна.

Лейстовый тип структуры возникает вследствие усиления деформации и обусловлен развитием удлинённо-призматических индивидов оливина, обнаруживающих плотное субпараллельное расположение. В зависимости от размера сечений выделяются два структурных подтипа - лейстовый (размер зерен по удлинению 4-8 мм) и лейстово-мозаичный (размер зерен менее 4 мм). Стыки зерен вдоль удлинения характеризуются ровными прямолинейными очертаниями, в то время как по короткой оси они оказываются клиновидными и остроугольными. Уплощенность индивидов оливина совпадает

Удельная поверхность зерен оливина ( $\Sigma s$ )  
и степень их ориентации ( $\alpha_{ор.}$ )

Номер обр.	Структура	$\Sigma s$	$S_{из.},$ см <sup>2</sup> /см <sup>3</sup>	$S_{лин.},$ см <sup>2</sup> /см <sup>3</sup>	$S_{пл.},$ см <sup>2</sup> /см <sup>3</sup>	$\alpha_{ор.},$ %	$\alpha_{лин.ор.},$ %	$\alpha_{пл.ор.},$ %
18/2	Мезогра- нулярная	36,0	26,8	5,5	3,7	25,6	15,3	10,3
24/2	Мозаично- лейстовая	18,5	13,0	4,4	1,1	29,7	23,8	5,9
5/1	Мозаичная	51,4	43,6	2,7	5,1	15,2	9,9	5,3
40/1	Порфирок. (пегмати- товая)	6,1	5,6	-	0,5	8,2	-	8,2

Примечание. Типы структур - см. описание в тексте. Удельная поверхность зерен оливина:  $\Sigma s$  - общая,  $S_{из.}$  - изометричных зерен,  $S_{лин.}$  - линейно ориентированных зерен,  $S_{пл.}$  - плоскоотно ориентированных зерен. Степень ориентации:  $\alpha_{ор.}$  - общая,  $\alpha_{лин.ор.}$  - линейно ориентированных и  $\alpha_{пл.ор.}$  - плоскоотно ориентированных зерен (Салтыков, 1970).

с (010), а линейность - с осью Nm, либо занимает промежуточное положение между Ng и Nm. Степень ориентации этого структурного типа максимальна (30 %) (см. табл. I). Нормально к удлинению зерен ориентирована система тонкоплитчатой отдельности, трассируемой зонами интенсивной серпентинизации. Цепочки акцессорного хромшпинелида в дунитах с лейстовой структурой пространственно совпадают с общей ориентировкой оливиновых индивидов.

Мозаичный тип микроструктуры представляет собой агрегат зерен оливина размером 0,5-3 мм, сочленяющихся в тройных точках под углами 120°. Появление структурного узора связано с процессом рекристаллизации, ведущей к увеличению удельной поверхности зерен и формированию широтного спектра переходных структурных типов - мезограгулярно-мозаичного, лейстово-мозаичного, порфиролейстово-мозаичного и т.п. (см. табл. I).

Пегматоидно-порфирокластический тип микроструктуры характеризуется агрегатом крупных (размером по удлинению до 1-3 см и более) индивидов оливина. Вдоль заливообразных границ этих зерен обычно развиты зонки микрогрануляции с включениями

зеленого хром-диопсида и флогопита. Оливин содержит признаки деформации (веерное или волнистое погасание), в нем постоянно фиксируется система спайности по (100) и (010), инкрустируемая флогопитом и магнетитом. Удельная поверхность зерен минимальная (см. табл. I).

Анализом соотношений выделенных микроструктурных типов устанавливается два тренда микроструктурной эволюции ультрамафитов: прото-мезогранулярный → порфирокластический → лейстовый → мозаичный; прото-мезогранулярный → пегматоидно-порфирокластический. При этом первый из них обусловлен механизмом синтетектонической рекристаллизации, а второй - вторичной (Физическое металловедение ..., 1968).

Зерна акцессорного хромшпинелида (размером до 0,4 см) отличаются ксеноморфизмом по отношению к индивидам оливина. Они содержат включения форстерита, нередко разбиты трещинами кливажа на серии параллельных пластинок, иногда образуют скопления в виде прожилок, гнезд, ветвящихся жилок.

Контакт дунит-пегматитов с вмещающими дунитами постепенный через крупнозернистые или порфирокластические пегматоидные породы. Есть основания предполагать, что процесс пегматитообразования в дунитах обусловлен вторичной рекристаллизацией, вследствие которых образуются необласти, растущие за счет деформированных зерен (Физическое металловедение..., 1968).

Анализ пространственного размещения типов деформационной структуры ультрамафитов (см. рис. I; 2) указывает на проявление концентрической динамометаморфической зональности (Бетхер, 1988), аналогичной установленной в массивах альпийских гипербазитов (Мельховецкий, 1982; Гончаренко, 1989). Вверх по разрезу, как видно из рис. 3, увеличивается степень деформации пород: прото-мезогранулярные дуниты сменяются лейстово-мозаичными.

Микроструктурным анализом оливина в изученных ультрамафитах выделяется четыре главных типа пространственной ориентировки.

Ориентировка первого типа установлена в ультрамафитах с протогранулярной структурой оливина и характеризуется ортогональным расположением максимумов Ng, Nm, Np (рис. 4), причем ось Ng, судя по положению относительно оси зерна, за-

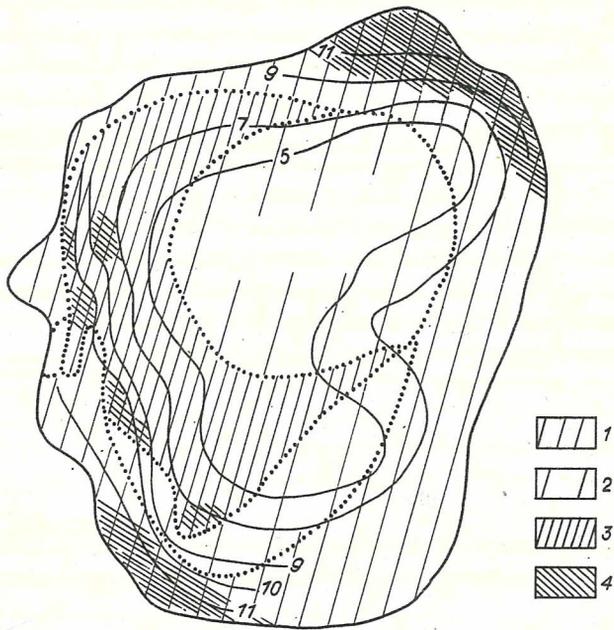


Рис.2. Схема структурно-геохимической зональности дунитов Инаглинского массива.

Типы структур: 1 - мезогранулярная, 2 - пегматоидно-порфирокластическая, 3 - лейстовая, 4 - мозаичная. Изолинии - железистость оливи-на (Fa, %), точки структурно-фациальные границы в дунитах

нимает субгоризонтальную позицию и совпадает с линейностью оливиновых зерен. Уплощенность имеет субгоризонтальную ориентировку, нормальную вертикальному максимуму №. Данный петроструктурный узор интерпретируется как результат действия механизма трансляционного скольжения по высокотемпературной системе (ОГО) [100] (Nicolas, Poirier, 1976).

В ориентировке второго типа узора, выявленного в ультрамафитах с прото-мезогранулярной структурой оливина; фиксируется субгоризонтальный максимум концентрации осей Ng, которому со-

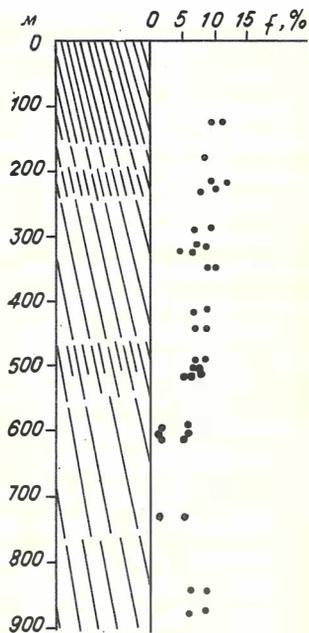


Рис.3. Вертикальный разрез дунитов (по скв. 86) с данными о железистости и типе деформационной структуры дунитов. Усл. обозн. см. рис. 2

ответствует пояс NmNp. Единственный крупный максимум Ng наклонен под углом  $20-25^{\circ}$  к субгоризонтально расположенной линейности, лежащей в плоскости уплощенности (см. рис. 4, а). Подобные соотношения линейно-плоскостных элементов структуры расцениваются как индикатор вращательного сдвига (Фридель, 1967) при трансляционном скольжении по высокотемпературной системе  $\{OKL\}$   $[100]$  (Nicolaş, Poirier, 1976).

Третий тип ориентировки оливина встречается в мезогранулярно-мозаичных и лейстовых дунитах. Он образован горизонтальным (в центральной части массива) и вертикальным (в периферийной зоне) максимумом Nm, лежащим в плоскости уплощенности S и соответствующим ему поясом NgNp. Линейность в одних случаях совпадает с Nm, а в других занимает промежуточное положение между Nm и Ng.

Возникновение ориентировки обусловлено деформацией внутрикристаллического скольжения по среднетемпературной системе  $\{110\}$

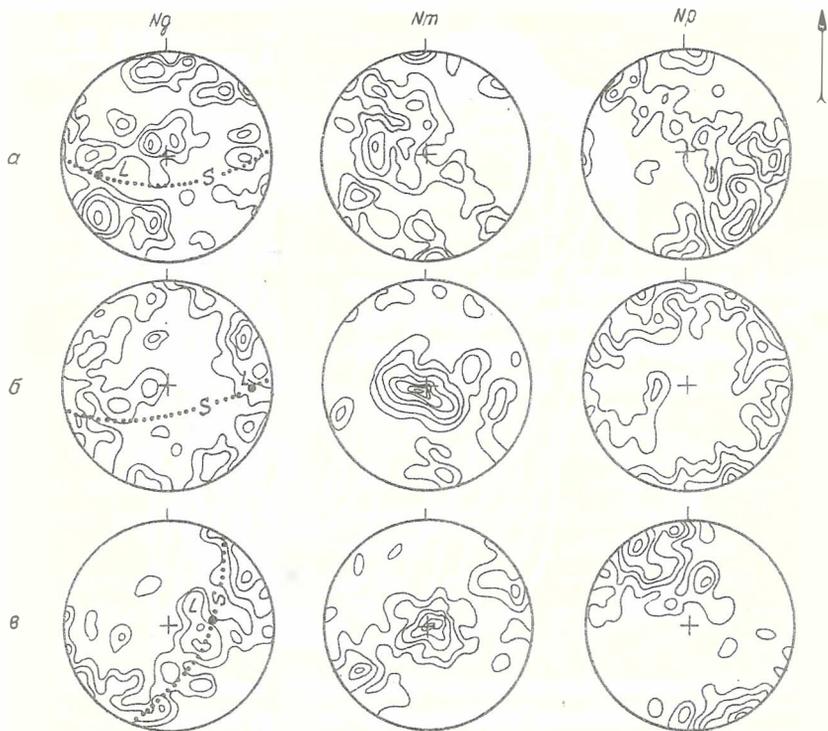


Рис.4. Оптическая ориентировка оливина в дунитах Инаглинского массива.

Дуниты структур: мезогранулярной (а), мозаичной (б); в - дунит с лейстовой микроструктурой. s - минеральная уплощенность, L - минеральная линейность, стрелка указывает направление оси зерна

[001], реализуемой при 450-950 °C (Nicolas, Poirier, 1976) (см. рис. 4, б).

Развитие системы скольжения по {0kl} [100] и (010) [100] определило в оливине ослабленные направления, по которым в дальнейшем произошло разрушение кристаллов на вытянутые уплощенные субзерна. Среднетемпературная система скольжения по {110}

[OOI] трансформировалась в систему отдельности, что привело к увеличению удельной поверхности зерен в лейстовых дунитах.

Предпочтительная ориентировка четвертого типа, установленная в дунитах с лейстово-мозаичной и мозаичной микроструктурами, является результатом частичного или полного разрушения ранних петроструктурных узоров в процессе синтетектонической рекристаллизации. Она характеризуется сильным  $N_p$  максимумом и связанным с ним поясом  $NgNm$ , почти совпадающим с уплощенностью оливиновых зерен. При этом линейность стремится к положению максимума  $Nm$  (см. рис. 4, в; I). Ось  $N_p$  ориентируется нормально к контактовой поверхности массива, с которой в периферической его части пространственно совмещена минеральная уплощенность оливина в ультрамафитах лейстового типа (см. рис. I).

В пегматоидных дунитах устанавливаются сложные, иногда практически изотропные, узоры оливина с реликтами элементов предпочтительной ориентировки других типов (см. рис. I).

Анализ микроструктурной ориентировки оливина по вертикальному разрезу (см. рис. 4) позволяет сделать вывод, что деформационные преобразования дунитов осуществлялись в единых координатах напряжений при неизменном направлении действующих сил. Оси сжатия ( $\sigma_3$ ) ориентированы субвертикально по всей колонне исследуемых дунитов, степень деформации которых возрастает.

Сходные петроструктурные узоры оливина фиксируются в гипербазитах магматического генезиса (Золотухин, 1983). Их возникновение связано с ламинарным течением и пластической деформацией, "благодаря тому, что (OIO) кристаллов склонен располагаться как в плоскости ламинарного течения, так и ориентироваться параллельно к основной S-поверхности во время деформации в оливиновых тектонитах" (там же, с. 14). Как известно, кристаллизация лейстового оливина из расплава осуществляется при возрастании степени переохлаждения и увеличения вязкости (Челищев, 1970).

Таким образом, в формировании петроструктур оливина в ультрамафитах Инаглинского массива существенную роль играли механизмы внутрикристаллического скольжения и синтетектонической рекристаллизации, которые являются наложенными по отношению к прототенному, предположительно магматическому петроструктурному узору.

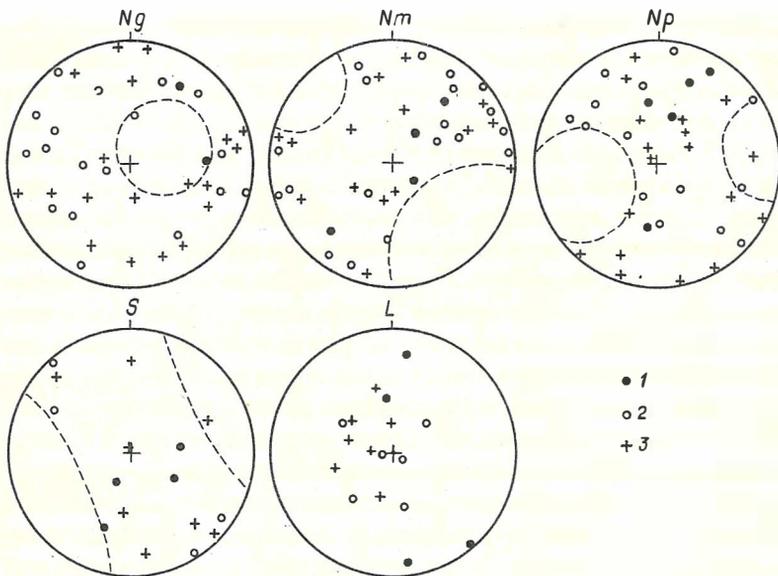


Рис. 5. Сводные диаграммы оптической ориентировки, уплощенности (S) и линейности (L) оливина в дунитах. Структуры дунитов: 1 - мезогранулярная, 2 - пегматоидно-порфирикластическая, 3 - лейстовая

Петроструктурный анализ сводных диаграмм ориентировки максимумов осей Ng, Nm, Np оливина в дунитах показал, что распределение осей Ng характеризуется тенденцией рассеивания по дуге большого круга. Максимумы осей Nm и Np образуют два взаимно перпендикулярных пояса концентрации, ориентированных соответственно в КЗ-СВ и СЗ-ЮВ направлениях.

С увеличением степени деформации гипербазитов (от центра к периферии) вертикально поставленные оси Np переориентируются в горизонтальное положение, т.е. нормально к плоскости контактовой поверхности. При этом линейность индивидов оливина обнаруживает противоположную тенденцию пространственной ориентировки (рис. 5).

Выявленная петроструктурная эволюция ультрамафитов Инаглин-

ского массива является отражением их динамометаморфической зональности, проявление которой можно рассматривать как следствие формирования купольной структуры на этапах пластического течения пород.

Как известно, куполообразование на этапах хрупкой деформации сопровождается комплексом разрывных нарушений, что потребовало специального изучения трещинной тектоники ультрамафитов, осуществленной с применением методик П.Н. Николаева (1977) и В.Н. Даниловича (1961).

Как видно из полученных данных (рис. 6, а), сопряженные тре-

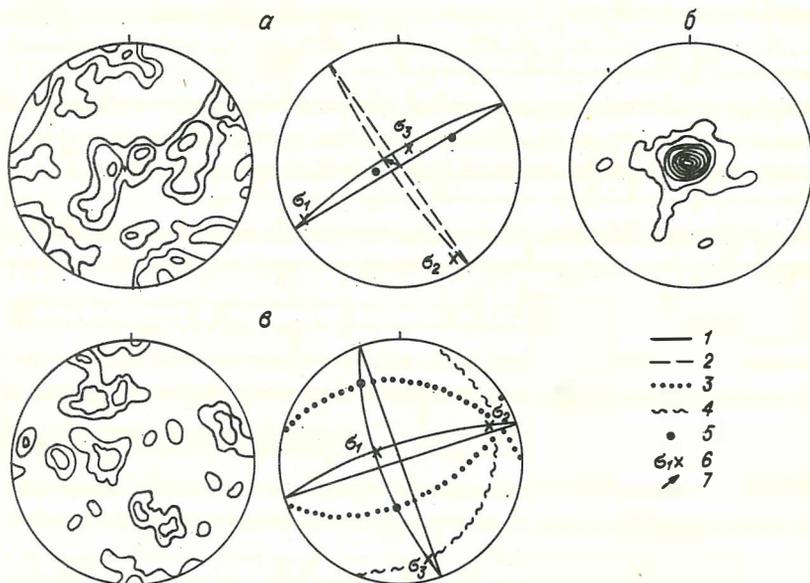


Рис.6. Диаграмма трещиноватости и анализ динамических напряжений в дунитах Инаглинского массива:

а - трещиноватость ЮЗ блока, б - трещины отдельности, в - вермикулит-хромдиопсидовые пегматиты. 1 - пояса трещин, 2 - проекция плоскости сместителя, 3 - проекции плоскостей сопряженных трещин скалывания, 4 - проекция плоскости трещин отрыва, 5 - пояса плоскостей трещин скалывания, 6 - оси напряжений, 7 - стрелка указывает направление движения по сместителю

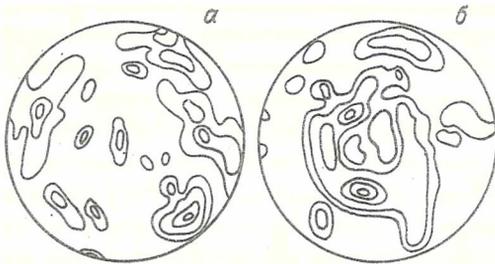


Рис.7. Оптическая ориентировка кальцита из вмещающих пород:  
 а - оптических осей и осей сжатия, б - осей растяжения

щины образуют пояс, отражающий движение по сместителю, который идентифицируется как сбрососдвиг. Ось пояса В, нормальная линии смещения и лежащая в плоскости разрыва, одновременно является осью промежуточных напряжений  $\sigma_2$ , а поле тектонических напряжений, восстановленное по анализу трещиноватости (Гзовский, 1975; Данилович, 1961), характеризуется субвертикальным сжатием. С положением одной из сопряженных систем трещин скальвания совпадает горизонтальная тонкоплитчатая отдельность дунитов массива (см. рис. 6, б), получившая наиболее интенсивное развитие в результате сдвига (Стоянов, 1977; Гзовский, 1975) вдоль направления (001) и (110) (см. рис. 1; 4, в) в оливине нормально к уплотненности  $S$  лейстовых дунитов. Другая система трещин скальвания практически совпадает с уплотненностью оливиновых индивидов и унаследует реликтовые плоскости скольжения раннего этапа деформации по высокотемпературной системе (010) [100].

Проведенным исследованием трещин, выполненных хромдиопсид-вермикулитовыми жилами, установлено горизонтальное положение оси сжатия  $\sigma_3$ , ориентированной в субмеридиальном направлении согласно с вектором осей  $N_p$  оливина в приконтактных зонах массива (см. рис. 6, в; 5). С положением оси  $\sigma_2$  совмещена ось предполагаемой купольной структуры. Вертикально поставленная ось растяжения  $\sigma_1$  совпадает с линейностью оливиновых индивидов лейстовой микроструктуры (см. рис. 6, в; 5) и фиксируется геометрическим центром распределения динамических осей растяжения в кальците из вмещающих массив мраморизованных известняков юдомской свиты (рис. 7).

Выявленная концентрическая динамометаморфическая зональность ультрамафитов фиксируется закономерными вариациями состава

оливинов, определенного в процессе минералогического картирования массива с использованием показателя преломления  $N_g$  по методу В.Г.Фекличева (1967).

Содержание фаялитового компонента в оливинах возрастает синхронно с увеличением степени деформации пород по направлению от центра к периферии массива (см. рис. 2). Выявленная тенденция противоположна установленной в массивах альпинотипных гипербазитов (Меляховецкий, 1982; Гончаренко и др., 1987; Гончаренко, 1989) и является, по-видимому, наложенной на протоматматическую зональную структуру, что характерно для многих массивов центрального типа (Малахов, 1983; Иванов, 1981; Еремеев, 1984; Васильев, 1990).

Железистость пластически деформированных оливинов в процессе их межзернового течения (лейстовый тип микроструктуры) и вторичной рекристаллизации (пегматоидный тип структуры) существенно уменьшается (табл. 2), что сопровождается увеличением в них содержания кальция (рис. 8). В сосуществующих с оливинами акцессорных хромшпинелидах фиксируется уменьшение содержания титана (рис. 9). Выявленная общая тенденция изменения состава оливинов отчетливо прослеживается в вариациях соотношений железистости в паре оливин – акцессорный хромшпинелид (рис. 10) за исключением неравновесных минеральных ассоциаций (см. рис. 10; табл. 3, анализы I-3, 9).

Оценка равновесия оливин–хромитовых парагенезисов в дунитах, рассчитанных по геотермометру Фабри (Fabries, 1979), показала, что наиболее высокие значения температур фиксируются в мезогранулярно-мозаичных дунитах (916–1123 °C). Температуры равновесия в лейстовых дунитах значительно ниже (754–890 °C) и не превышают 900 °C. В пегматоидно-порфирокластических дунитах наблю-

Химический состав оливинов из дунитов Инаглинского массива (в мас. %)

Таблица 2

Компонент	37/4	38/I	86/670	86/890	22/I	I3/4	5/2	I8/2	I4/I	5/II0	86/235	I	I2/2	24/2
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II	I2	I3	I4
SiO <sub>2</sub>	4I,47	4I,II	39,47	40,48	40,63	4I,02	40,99	4I,07	40,55	42,22	4I,IO	4I,7I	40,80	4I,37
TiO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	-	-	-	н.о.	0,04	н.о.	н.о.	-	н.о.	-	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,02	0,08	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,02	-	0,0I	0,05	-	0,05	-	-	0,02	-	-	0,05
FeO	9,74	8,27	7,95	8,27	8,04	7,29	8,65	5,44	II,02	5,32	5,55	6,04	6,83	5,70
MnO	н.о.	н.о.	0,15	0,19	0,20	0,10	н.о.	0,15	н.о.	н.о.	0,1I	н.о.	0,19	0,1I
MgO	48,2I	48,2I	49,30	5I,64	50,94	49,12	49,68	53,06	47,57	50,83	5I,82	5I,29	5I,16	52,57
NiO	0,22	0,19	-	н.о.	н.о.	н.о.	0,19	н.о.	0,18	0,2I	н.о.	0,2I	-	-
CaO	0,60	0,26	0,29	0,53	0,56	0,6I	0,24	0,24	0,43	0,25	0,26	0,18	0,2I	0,22
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	н.о.	н.о.	0,06	0,15	-	-	-	0,05	н.о.	н.о.	0,07	н.о.	0,02	0,0I
Сумма	99,6I	98,04	97,25	10I,33	100,40	98,19	99,77	100,09	99,75	98,83	98,92	99,43	99,43	100,08

Количество ионов в пересчете на 4 (0)

Si	I,0I4	I,0I8	0,989	0,976	0,986	I,0I2	I,00I	0,988	I,006	I,022	0,999	I,009	0,995	0,995
Ti	-	-	-	-	-	-	-	0,00I	-	-	-	-	-	0,00I
Al	-	-	-	0,002	0,00I	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	0,00I	-	0,00I	-	-	-	-	-	0,00I
Fe	0,198	0,17I	0,167	0,167	0,163	0,150	0,176	0,110	0,228	0,108	0,113	0,122	0,139	0,115
Mn	-	-	0,003	0,004	0,004	0,002	-	0,003	-	-	0,002	-	0,004	0,003
Mg	I,758	I,780	I,842	I,857	I,844	I,806	I,809	I,902	I,758	I,835	I,878	I,849	I,860	I,884
Ni	0,004	0,004	-	-	-	-	0,004	-	0,003	0,004	-	0,004	-	-
Ca	0,016	0,007	0,002	0,014	0,015	0,016	0,007	0,006	0,012	0,006	0,007	0,004	0,006	0,006
Na+K	-	-	-	0,007	-	-	-	0,002	-	-	0,003	-	0,001	-
Сумма	2,990	2,980	3,003	3,026	3,013	2,987	2,997	3,013	3,007	2,975	3,002	3,038	3,005	3,005
Fe:(Fe+Mg)	8,74	8,76	8,3I	8,25	8,12	7,67	8,87	5,46	11,48	5,56	5,68	6,19	6,95	5,75

Компонент	24/3	13/2	25/2	33/1	38/4	4	27/2	35/2	40/1	40/1	86/615	86/719	86/371	86/201
	I5	I6	I7	I8	I9	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub>	41,44	41,83	41,47	41,41	41,73	41,89	41,78	41,23	41,51	41,85	40,78	41,05	39,68	44,40
TiO <sub>2</sub>	0,02	н.о.	н.о.	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	н.о.	н.о.	-	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-	-	0,02	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	н.о.	н.о.	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-	-	-	-
FeO	5,50	5,40	5,37	4,56	5,23	5,46	5,70	7,50	5,92	5,33	6,29	6,07	9,55	10,02
MnO	0,17	н.о.	н.о.	0,11	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,13	0,11	0,21	0,23
MgO	52,61	51,65	52,55	53,75	52,13	51,32	51,28	50,56	51,74	51,75	52,59	52,34	48,62	48,89
NiO	-	0,26	0,23	-	0,23	0,24	0,23	0,25	0,25	0,22	-	-	-	-
CaO	0,40	0,27	0,33	0,27	0,29	0,37	0,40	0,20	0,33	0,26	0,11	0,32	0,57	0,49
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	0,02	0,07	0,09	0,06
Сумма	100,20	99,41	99,95	100,14	99,61	99,28	99,39	99,74	99,42	99,41	99,91	99,96	98,73	100,15

Количество ионов в пересчете на 4 (0)

Si	0,995	1,009	1,000	0,991	1,006	1,013	1,011	1,002	1,003	1,011	0,986	0,991	0,987	0,993
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0,110	0,109	0,109	0,091	0,106	0,110	0,115	0,152	0,119	0,107	0,127	0,122	0,199	0,206
Mn	0,004	-	-	0,002	-	-	-	-	-	-	0,003	0,002	0,004	0,005
Mg	1,883	1,857	1,889	1,917	1,871	1,850	1,848	1,832	1,862	1,860	1,895	1,884	1,804	1,789
Ni	-	0,004	0,004	-	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	-	-	-	-
Ca	0,010	0,007	0,009	0,007	0,007	0,010	0,010	0,006	0,009	0,007	0,003	0,008	0,015	0,013
Na+K	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	0,001	0,003	0,004	0,003
Сумма	3,003	2,986	3,011	3,009	2,994	2,997	2,988	2,996	2,997	2,989	3,014	3,010	3,013	3,009
Fe: (Fe+Mg)	5,52	5,54	5,46	4,53	5,36	5,61	5,86	7,66	6,01	5,44	6,28	6,08	9,94	10,33

Примечание. Здесь и в табл. 3 анализы выполнены в лабораториях Геологического института ЯФ СО АН СССР (№ 5, 6, 8, 13, 14, 15, 18); Геологического института СО АН СССР (г. Улан-Удэ), аналитик Г.Н.Загзунин (№ 3, 4, 11, 25, 26, 27, 28); Института геологии и геофизики (г.Новосибирск), аналитик Л.Н.Поспелова (остальные номера образцов).  
 Типы структур: прото-мезогранулярная - № 1, 2, 6; мезогранулярно-мозаичная - № 3-9; мозаично-лейстовая - № 10-14; порфирокластическая (пегматоидная) - № 15-26; мезогранулярная (пироксенсодержащий дунит) - № 27; верлит - № 28, н.о. - содержание не определялось.

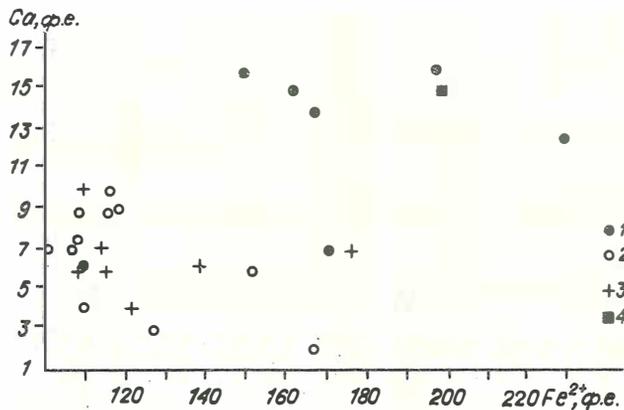


Рис. 8. Соотношения содержания Са и Fe<sup>2+</sup> в оливи-  
нах различных структурных типов дунитов.  
Типы структур: 1 - мезогранулярная, 2 - пегмато-  
идно-порфирокластическая, 3 - лейстовая, 4 - пи-  
роксеновый дунит с мезогранулярной структурой

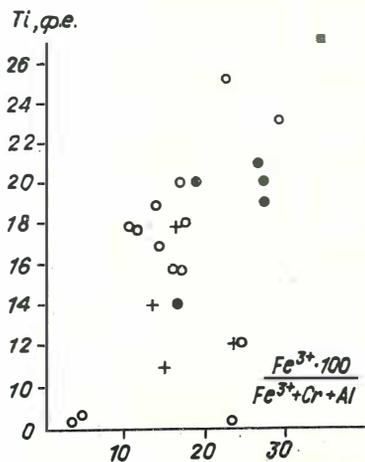


Рис. 9. Зависимость между содер-  
жанием тi и Fe<sup>3+</sup> в хромшпинели-  
дах различных структурных типов  
дунитов. Усл. обозн. см. рис. 8

Таблица 3

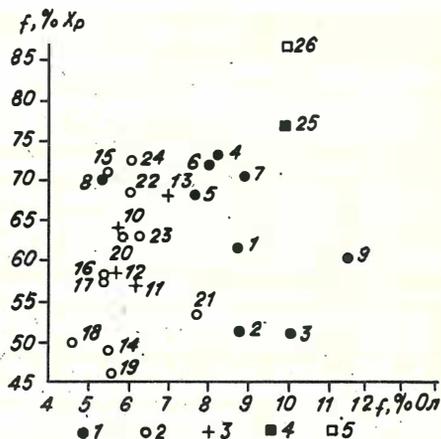
## Химический состав хромшпинелидов из дунитов Инаглинского массива (мас. %)

Компонент	38/1	38/1	37/4	37/4	86/890	22/1	13/4	5/2	18/2	14/1	5/110	86/235	I	I2/2
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0,15	-	0,05	-	-	-	-	0,06	-	0,05
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,08	0,03	0,03	0,72	0,78	0,83	0,51	0,83	0,57	0,56	0,68	0,57	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,28	8,38	20,59	20,68	4,02	3,79	4,90	4,82	6,06	6,32	7,40	4,49	6,04	3,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,55	60,59	46,93	47,37	47,13	47,03	46,64	52,05	52,65	54,98	53,27	53,99	55,43	51,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,34	2,96	2,96	2,85	20,83	20,61	20,84	13,89	15,14	10,14	11,73	12,33	9,99	17,83
FeO	19,49	17,32	18,31	17,04	18,98	20,76	19,57	18,96	13,88	17,44	13,91	18,75	16,61	19,38
MnO	-	-	-	-	0,64	0,56	0,50	-	0,47	-	-	0,69	-	0,58
MgO	8,60	10,36	11,18	12,03	7,51	8,14	9,28	-	13,07	10,53	11,96	9,00	10,35	8,86
CaO	-	-	-	-	0,03	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,04
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	0,10	0,01	-	0,06	-	-	-	-	0,01
Сумма	99,36	99,69	100,00	100,00	100,01	101,77	102,62	98,59	100,06	99,88	98,84	100,00	98,99	102,10
Количество ионов в пересчете на 4 (0)														
Si	-	-	-	-	0,004	-	0,002	-	-	-	-	0,002	-	0,002
Ti	0,002	0,002	0,002	0,001	0,019	0,020	0,021	0,012	0,020	0,014	0,014	0,018	0,014	0,012
Al	0,290	0,328	0,762	0,747	0,163	0,153	0,193	0,197	0,232	0,245	0,296	0,181	0,241	0,134
Cr	1,550	1,596	1,165	1,148	1,293	1,272	1,235	1,432	1,353	1,432	1,394	1,458	1,490	1,382
Fe <sup>3+</sup>	0,164	0,076	0,072	0,066	0,550	0,531	0,525	0,546	0,370	0,332	0,296	0,320	0,253	0,455
Fe <sup>2+</sup>	0,554	0,482	0,479	0,509	0,550	0,593	0,547	0,552	0,381	0,479	0,391	0,536	0,471	0,549
Mn	-	-	-	-	0,019	0,016	0,014	-	0,013	-	-	0,021	-	0,017
Mg	0,436	0,514	0,522	0,548	0,378	0,415	0,463	0,433	0,633	0,517	0,602	0,458	0,525	0,448
Ca	-	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	0,004	-	0,001
Na+K	-	-	-	-	-	0,005	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	2,996	2,998	3,002	2,999	2,997	3,005	3,000	3,173	3,002	3,019	2,993	3,000	2,994	2,998
Fe: (Fe+Mg)	61,67	51,71	51,02	50,91	73,44	72,07	68,77	70,67	70,41	60,07	52,20	64,27	57,10	68,15

Компонент	24/2	24/3	I3/2	25/2	25/2	33/I	4	27/2	35/2	40/I	86/6I5	86/7I9	86/37I	86/20I
	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub>	-	0,03	-	-	-	0,03	-	-	-	-	0,0I	0,06	0,03	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,72	0,99	0,6I	0,77	0,79	0,74	0,7I	0,7I	0,0I	0,65	0,85	0,93	I,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,IO	IO,72	3,89	7,25	5,89	7,22	8,92	5,77	5,12	0,07	5,22	3,II	4,60	2,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,88	5I,93	49,I8	5I,79	52,27	55,22	54,49	52,36	53,30	54,6I	53,99	45,46	4I,39	30,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	I2,2I	II,50	I6,69	I2,4I	I3,37	II,35	8,77	I3,05	I3,79	I7,7I	II,77	2I,93	23,37	34,02
FeO	I7,44	I3,79	2I,22	I6,97	I6,45	I4,IO	I3,00	I6,52	I3,69	I7,60	I8,54	I9,98	22,I8	26,I2
MnO	0,49	0,43	-	-	-	0,48	-	-	-	-	0,58	0,70	0,62	0,73
MgO	IO,68	I3,55	8,00	IO,96	II,23	I3,06	I3,20	IO,28	I2,00	8,2I	9,23	7,98	6,86	4,44
CaO	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,03	0,02	-
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,08	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	IO2,35	IO2,29	99,97	99,99	99,98	IO2,25	99,I2	98,69	98,6I	98,2I	IO0,0I	IO0,00	IO0,00	IO0,00
Количество ионов в пересчете на 4 (0)														
Si	-	0,00I	-	-	-	0,00I	-	-	-	-	0,004	0,002	0,00I	0,00I
Ti	0,0II	0,0I7	0,025	0,0I6	0,020	0,0I9	0,0I8	0,0I8	0,0I8	-	0,0I6	0,023	0,027	0,046
Al	0,30I	0,384	0,I59	0,285	0,234	0,275	0,347	0,234	0,203	0,003	0,209	0,I26	0,023	0,09I
Cr	I,387	I,303	I,352	I,368	I,386	I,409	I,4II	I,4IO	I,427	I,543	I,454	I,253	I,2II	0,884
Fe <sup>3+</sup>	0,299	0,275	0,438	0,3I3	0,338	0,275	0,2I7	0,336	0,350	0,477	0,303	0,574	0,650	0,927
Fe <sup>2+</sup>	0,474	0,366	0,6I5	0,473	0,46I	0,380	0,357	0,47I	0,386	0,527	0,529	0,583	0,686	0,790
Mn	0,0I3	0,0I2	-	-	-	0,0I3	-	-	-	-	0,0I6	0,02I	0,020	0,022
Mg	0,5I8	0,64I	0,4I3	0,546	0,562	0,628	0,645	0,522	0,606	0,438	0,469	0,4I5	0,379	0,239
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00I	0,00I	-	-
Na+K	0,002	0,00I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	3,000	3,000	3,002	3,00I	3,00I	3,000	2,995	2,99I	2,990	2,988	3,000	2,988	2,997	3,000
Fe: (Fe+Mg)	58,92	48,90	70,96	58,02	57,66	49,98	46,I3	63,08	53,63	68,59	63,09	72,60	77,03	87,I7

Рис. 10. Соотношение железистости сосуществующих оливинов и хромшпинелидов в дунитах.

Типы структур: 1 - мезогранулярная, 2 - пегматоидно-порфирокластическая, 3 - лейстовая; 4 - пироксеновый дунит с мезогранулярной структурой, 5 - верлит. Номера образцов соответствуют порядковым номерам в табл. 4



дается довольно широкий диапазон значений - от 845 до 1100 °С, которые в большинстве случаев близки к оценкам температур для мезогранулярных дунитов (табл. 4).

Таким образом, в структурно-вещественной эволюции ультрамафитов Инаглинского массива выделяется три последовательно проявившихся этапа деформации - доконсолидационный; синконсолидационный и постконсолидационный.

На доконсолидационном этапе ультрамафиты предположительно магматического генезиса подвергались высокотемпературной пластической деформации со скольжением в оливине по  $\{100\}$   $[100]$  и  $\{010\}$   $[100]$ . Синконсолидационное пластическое течение гипербазитов осуществлялось преимущественно механизмом внутризернового скольжения в оливине по среднетемпературной системе  $\{110\}$   $[001]$  совместно с синтектонической рекристаллизацией. Постконсолидационный этап эволюции гипербазитов сопровождался хрупкими деформациями с локальным проявлением процессов вторичной и наложенной синтектонической рекристаллизации оливина.

Расчет температур оливин-хромитовых равновесий  
в дунитах Инаглинского массива

Таблица 4

Номер		Оливин			Хромшпинелид			Кр	Т, °С		
п/п	обр.	X <sub>Mg</sub>	X <sub>Fe<sup>2+</sup></sub>	X <sub>Mg</sub>	X <sub>Fe<sup>2+</sup></sub>	Y <sub>Cr</sub>	Y <sub>Al</sub>		Y <sub>Fe<sup>3+</sup></sub>	по Фабри	по Джексона
Прото-мезогранулярная структура											
I	38/I	0,912	0,088	0,440	0,560	0,773	0,145	0,082	I3, I9	820	I230
2	38/I	0,912	0,088	0,516	0,484	0,798	0,164	0,038	9,72	869	I439
3	37/4	0,899	0,101	0,521	0,479	0,583	0,381	0,036	8,18	791	I188
Мезогранулярно-мозаичная структура											
4	86/890	0,917	0,083	0,407	0,593	0,645	0,081	0,274	I6, I0	920	II37
5	I3/4	0,923	0,077	0,458	0,542	0,632	0,099	0,269	I4, I9	948	II96
6	22/I	0,919	0,081	0,412	0,588	0,650	0,078	0,272	I6, I9	916	II36
7	5/2	0,911	0,089	0,440	0,560	0,658	0,091	0,251	I3, 03	967	I281
8	I8/2	0,946	0,054	0,624	0,376	0,692	0,119	0,189	I0,56	974	I426
9	I4/2	0,885	0,115	0,530	0,470	0,713	0,122	0,165	6,82	1123	I955
Мозаично-лейстовая структура											
I0	86/235	0,943	0,057	0,461	0,539	0,744	0,092	0,164	I9,34	791	I031
II	I	0,938	0,062	0,527	0,473	0,751	0,121	0,128	I3,58	850	I235
I2	24/2	0,943	0,057	0,522	0,478	0,698	0,151	0,150	I5, I5	814	II06
I3	I2/2	0,930	0,070	0,449	0,551	0,701	0,068	0,231	I6,30	890	II62
Пегматоидная (порфирокластическая) структура											
I4	24/3	0,945	0,055	0,637	0,363	0,664	0,196	0,140	9,79	916	I353
I5	I3/2	0,945	0,055	0,402	0,598	0,694	0,082	0,225	25,56	754	895
I6	25/2	0,946	0,054	0,536	0,464	0,696	0,145	0,159	I5, I6	823	III3
I7	25/2	0,946	0,054	0,549	0,451	0,708	0,120	0,172	I4,39	859	II80
I8	33/I	0,955	0,045	0,623	0,377	0,719	0,140	0,140	I2,84	862	I240
I9	4	0,944	0,056	0,644	0,356	0,714	0,176	0,110	9,32	922	I443
20	27/2	0,941	0,059	0,526	0,474	0,712	0,118	0,170	I4,37	859	914
21	35/2	0,923	0,077	0,611	0,389	0,721	0,103	0,107	7,63	1100	I850
22	40/I	0,940	0,060	0,454	0,546	0,763	0,001	0,236	I8,84	885	II70
23	86/615	0,937	0,063	0,530	0,470	0,826	0,119	0,172	I3, I9	950	I364
24	86/719	0,939	0,061	0,416	0,584	0,642	0,064	0,294	21,61	845	968
Пироксеновый дунит (мезогранулярно-мозаичная структура)											
25	86/371	0,901	0,099	0,356	0,644	0,643	0,012	0,345	I6,46	1015	I212
Верлит											
26	86/201	0,901	0,099	0,233	0,767	0,465	0,048	0,487	29,84	699	884

БЕТХЕР О.В. Типы ориентировки оливина в дунитах Инаглинского массива // Актуальные вопросы геологии Сибири. Т.1. - Томск, 1988. - С.121-122.

БЕТХЕР О.В. Структурные и микроструктурные особенности дунитов Инаглинского массива // Рациональное использование природных ресурсов Сибири. - Томск, 1989. - 107 с.

БОГОМОЛОВ М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. - М., 1968. - С. 312-363.

ВАСИЛЬЕВ Ю.Р. Критерии распознавания ультраосновных пород в щелочно-ультрамафических интрузивных комплексах // Петрология гипербазитов и базитов. - Новосибирск, 1990. - С. 190-200.

ГЗОВСКИЙ М.В. Основы тектонофизики. - М.: Наука. 1975. - 536 с.

ГОНЧАРЕНКО А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпипиотипных гипербазитов. - Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1989. - 404 с.

ГОНЧАРЕНКО А.И., ЧЕРНЫШОВ А.И., КОЛЫХАЛОВ А.В. Эволюция деформационной структуры и состава нефритоносных гипербазитов Восточного Саяна и Юго-Западного Прибайкалья // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. - Новосибирск, 1987. - С. 47-75.

ДАНИЛОВИЧ В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. - Иркутск: Изд-во Иркут. политехн. ин-та, 1961. - 46 с. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области; Вып. 2 (29)).

ЕЛБЯНОВ А.А., МОРАЛЕВ В.М. О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород Алданской и Кжноверхоянской провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1973. - № 10. - С. 15-23.

ЕРЕМЕЕВ Н.В. Вулканно-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. - М.: Наука, 1984. - 136 с.

ЗОЛОТУХИН В.В. Основы микроструктурного анализа изверженных горных пород. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. - 47 с.

ИВАНОВ О.К. Зональные ультрамафические массивы Среднего Урала // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. - М.: Наука, 1981. - С. 253-326.

КАЛИЕВЫЙ щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы / В.П.Костяк, Л.И.Панина, А.Я.Жидков и др. - Новосибирск: Наука, 1990. - 239 с.

КОРЧАГИН А.М. Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород (Южная Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1972. - № 7. - С. 49-59.

КУЦЫЙ П.А. Новые данные по геологии Инаглинского массива ультраосновной-щелочной формации // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов: - Свердловск, 1985. - II5 с.

МАЛАХОВ И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. - М.: Наука, 1983. - 223 с.

МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А. Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. - Новосибирск: Наука, 1982. - 134 с.

НИКОЛАЕВ П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1977. - № 12. - С. 103-115.

РАЗИН Л.В. Платиновая металлоносность Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород (Алданский щит): Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. - М.: Изд-во МГУ, 1966. - 19 с.

САЛТЫКОВ С.А. Стереометрическая металлография. - М.: Металлургия, 1970. - 375 с.

СТОЯНОВ С.С. Механизм формирования разрывных зон. - Л.: Недра, 1977. - 144 с.

СЫСТРА Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. - Л.: Наука, 1978. - 167 с.

УГРЯМОВ А.Н., КИСЕЛЕВ Ю.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли // Геология и геофизика. - 1969. - № 8. - С. 19-24.

ФЕКЛИЧЕВ В.Г. Универсальный теодолитно-иммерсионный метод. - М.: Наука, 1967. - 132 с.

ФИЗИЧЕСКОЕ металловедение. Дефекты кристаллического строения, механические свойства металлов и сплавов / Под ред. Р.Кана. - М.: Мир, 1968. - Вып. 3. - 484 с.

ФРИДЕЛЬ М. Дислокации. - М.: Мир, 1967. - 579 с.

ЧЕЛИЩЕВ Н.Ф. Об эволюции формы оливина в процессе кристаллизации расплава оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях // Онтогенетические методы изучения минералов. - М.; 1970. - С.124-128.

ШНАЙ Г.К. Петерогенность дунитов в ультраосновных-щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1980. - № 4. - С. 23-35.

FABRIES J. Spinel-olivine Geothermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1979. - V. 69, N 4. - P. 329-336.

MERCIER J.C., NICOLAS A. Textures, Structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts // J. Petrol. - 1975. - V. 16. - P. 454-487.

NICOLAS A., POIRIER J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - N.Y: Wiley Interscience, 1976. - 444 p.

И.Ф.Гертнер, А.И.Гончаренко

#### ДЕФОРМАЦИОННАЯ СТРУКТУРА РАССЛОЕННОГО ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ПЛУТОНА (Северное Прибайкалье)

Йоко-Довыренский массив относится к типичным стратифицированным мафит-ультрамафитовым плутонам. Как известно, в плутонах подобного типа нередко фиксируются признаки динамометаморфизма расслоенных изверженных пород под воздействием более поздних тектонических движений (например, береговая флексура в Скергаардском массиве, нарушение первичного залегания Стиллиуотерского массива (Уэджер, Браун, 1970)). Однако процессы наложенных на магматические породы пластических деформаций изучены пока недостаточно, хотя их роль в рудо- и петрогенезисе весьма существенна. Нами предпринята попытка идентификации роли процессов динамометаморфизма в формировании Йоко-Довыренского плутона, проведенной с применением метода петроструктурного анализа.

Йоко-Довыренский массив структурно приурочен к Олоkitскому синклинию и залегает среди верхнепротерозойских карбонатно-терригенных отложений довыренской серии. Он представляет собой субсогласное пластовое крутопадающее тело, ориентированное в северо-восточном направлении и находящееся во вторичном зале-

гании (Гурулев, 1965). Массив отчетливо стратифицирован. В его составе выделяются пять основных горизонтов: эндоконтактовые плагиоцерциты, дуниты, троктолиты, оливиновые габброиды и гранофиновые габбро-нориты. По геологическим данным внедрение магмы при образовании интрузива происходило в субгоризонтальную пластовую или линзовидную камеру, кровля которой находилась на глубине порядка 1–2 км (Магматические ... породы, 1988). Вдоль северо-западного лежачего контакта массива фиксируется зона дробления и трещиноватости – краевой разлом по С.А. Гурулеву (1965). Предполагается, что именно вдоль этого нарушения выводился массив на дневную поверхность. В целом для северо-западного крыла Олокинского синклиория характерно широкое развитие дизъюнктивов северо-восточного простирания. Проведенное исследование показало, что в формировании Йоко-Довыренского плутона выделяются два этапа – магматический и динамометаморфический.

На магматическом этапе происходило внедрение пикритового расплава, кристаллизация и формирование магматической расслоенности в результате кристаллизационной дифференциации (Конников, 1986; Ярошевский и др., 1982).

На метаморфическом этапе вследствие тектонических движений, обусловленных развитием и замыканием Олокинского синклиория, Йоко-Довыренский плутон совместно с вмещающей рамой приобрел вторичное крутопадающее залегание. Анализом пространственной ориентировки плоскостных и линейных элементов в массиве установлена сложная внутренняя деформационная структура, сформировавшаяся в условиях динамического сжатия (Гертнер, 1990). Выделяются три типа S-элементов и соответственно три стадии метаморфогенного этапа формирования массива.

На первой стадии Йоко-Довыренская интрузия испытала инверсионное вращение вокруг горизонтальной оси северо-восточного направления, сопровождавшееся ламинарным течением вдоль границ между разнокомпетентными породами – дунитами, троктолитами, габбро. При этом сформировалась моноклиальная структура, осложненная изоклиальной складчатостью вдоль литологических границ с минеральной уплотненностью  $S_1$  (аз. пр. 45–55°, падение на ЮВ и СЗ под углами 65–85°), которая унаследует магматическую расслоенность  $S_0$  (рис. 1, а, б, в). Структурным анализом расшифровывается внутреннее строение массива, в составе которого выделяется три обособленных домена.

Для первого из них, северо-западного, характерно опрокинутое залегание элементов  $S_I$  с падением на СЗ, а для юго-восточного блока – нормальное с падением на ЮВ. В центральном домене массива преобладает близкое к вертикальному залегание (углы  $80-90^\circ$ ) уплощенности и расслоенности. Граница, разделяющая домены с опрокинутым и нормальным залеганием, имеет небольшое угловое несогласие с общим простиранием массива и совпадает с простиранием венд-нижнекембрийских отложений холоднинской свиты, которые перекрывают породы плутона. Это, вероятно, обусловлено дрейфом вектора сжимающего напряжения и подтверждает, что инверсионное вращение массива протекало в значительном временном интервале и при неоднократных проявлении тектогенеза. Первичная минеральная линейность  $L_I$  погружается на ЮЗ под углами  $50-70^\circ$ . Гораздо реже развита субвертикальная и субгоризонтальная линейность (см. рис. I, б, в). В зонах изоклиальной складчатости, характеризующихся падением уплощенности  $S_I$  на ЮВ и СЗ, отмечается субвертикальная и субгоризонтальная линейность  $L_I$  (см. рис. I, г). Установленная переориентировка минеральной линейности является следствием наложенной пластической деформации пород. При полевых наблюдениях в данных зонах обнаружены мелкие складки, вероятно, кинематической природы первичной полосчатости, кристаллизационной сланцеватости и кливажа, которые могут быть отнесены к линейному типу и имеют северо-восточное простирание крыльев и субгоризонтальную ориентировку шарниров (см. рис. I, д). Кроме того, в зоне изоклиальной складчатости в троклолитах фиксируется деструкция первичной полосчатости, выраженная в резком уменьшении мощности отдельных слоев, их разрыве и будинировании. Интерпретация таких структур, как оползневых или косой слоистости, часто используемая при изучении расслоенных интрузий (Уэджер, Браун, 1970), по нашему мнению, не приемлема. Подобные взаимоотношения свидетельствуют о динамометаморфизме данных пород.

Хрупкие деформации первой стадии выразились в образовании сланцеватости и тектонических нарушений типа надвигов северо-восточного простирания. В процессе вращении вполне вероятна инверсия надвигов во взбросы. В условиях сильного сжатия образующиеся трещины и краевой разлом остаются "сухими" в отношении минерализации, а трещины отрыва должны ориентироваться субгоризонтально и могут быть достоверно изучены только по скважинам.

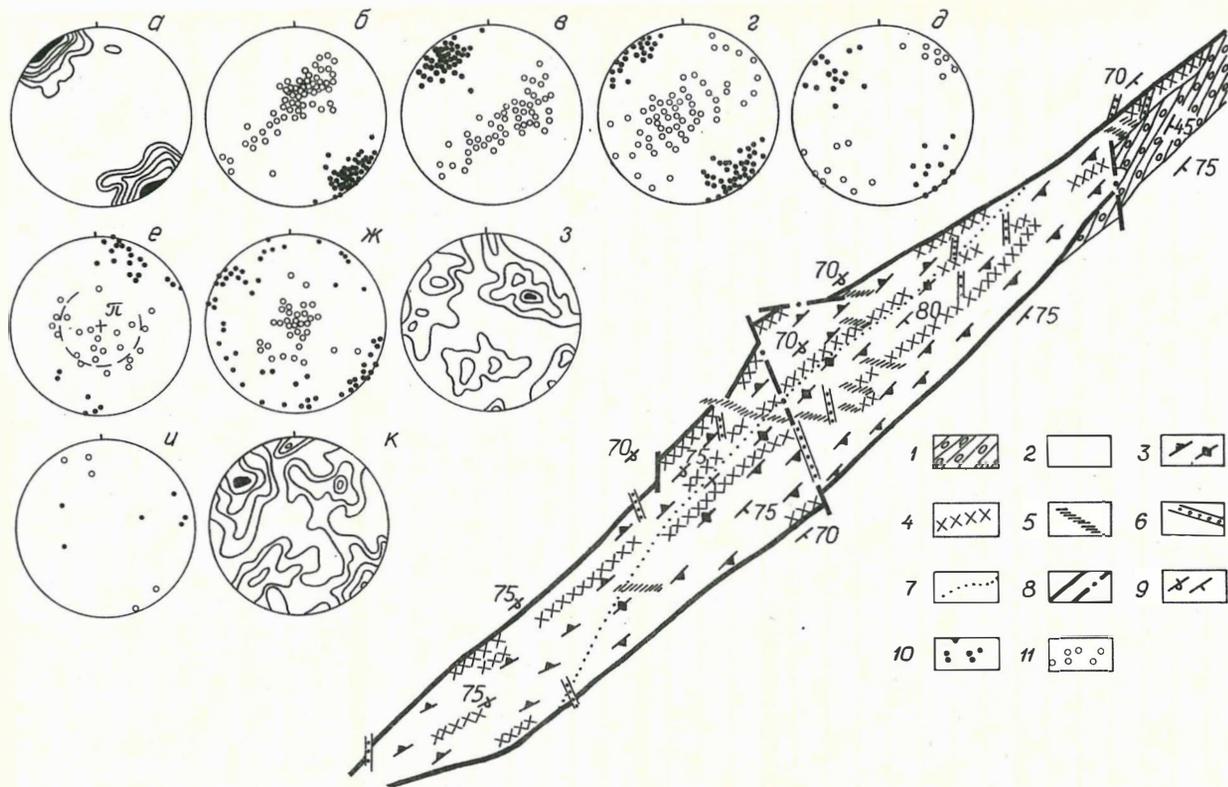


Рис. I. Геолого-структурная схема Йоко-Довыренского массива:

I — вецд-нижнекембрийские отложения холоднинской свиты; 2 — вмещающие верхнепротерозойские отложения

доврениской серии; 3 - породы Иoko-Довренского массива; 4 - зоны изоклиальной складчатости первой стадии метаморфогенного этапа; 5 - линейные зоны с уплотненностью  $S_2$  второй стадии; 6 - линейные зоны с уплотненностью  $S_3$  третьей стадии метаморфогенного этапа; 7 - основная граница, разделяющая блоки с нормальным и опрокинутым залеганием уплотненности  $S_1$ ; 8 - тектонические нарушения; 9 - элементы залегания слоистости, полосчатости и уплотненности; 10 - полюсы уплотненности и крыльев складок ( $S$ ); 11 - выходы линейности и шарниров ( $L$ ). На диаграммах: а - распределение полюсов первичной магматической полосчатости; б - полюсы уплотненности  $S_1$  и линейности  $L_1$  в юго-восточном блоке; в - то же в северо-западном блоке; г - линейность  $L_1$  и полюсы уплотненности  $S_1$  в зонах изоклиальной складчатости; д - полюсы крыльев и шарниры складок, образовавшихся в результате межблокового скопления на первой стадии метаморфизма; е - полюсы уплотненности  $S_2$  и линейности  $L_2$  в линейных зонах второй стадии; ж - полюсы крыльев и шарниры складок, образовавшихся в результате сдвиговых перемещений на второй стадии метаморфизма; з - распределение полюсов жил асбеста в массиве; и - полюсы уплотненности  $S_3$  и линейности  $L_3$  в линейных зонах третьей стадии; к - распределение полюсов трещин рассланцевания в породах массива

На второй стадии метаморфогенного этапа развитие деформации происходило путем сдвига вдоль контактов массива, а также границы между дунитовым и троктолитовым горизонтами, что обусловило появление субширотных зон скопления, в пределах которых минеральная уплотненность  $S_1$  переориентировалась в систему  $S_2$  (аз. пр. 100-130° с преимущественным падением на СВ). Для ориентировки линейности  $L_2$  характерна концентрация вдоль дуги малого круга с центром, близким к вертикальной оси (см. рис. I, е). Со сдвиговыми дислокациями связано развитие кинематической складчатости во вмещающих породах и породах массива вдоль северо-западного контакта и контакта "дунит-троктолит", характеризующейся субвертикальной ориентировкой шарниров и осевых плоскостей (см. рис. I, ж). В зоне этого контакта постоянно фиксируются субширотные нарушения, вдоль которых наблюдается смещение зон рассланцевания и силлов габбро-диабазов северо-восточного простиранья. В отличие от первой стадии при сдвиговых деформациях образуются открытые системы трещин, способствующие циркуляции

гидротермальных растворов. Сделанный вывод подтверждается ориентировкой просечек асбеста (см. рис. I, з), а также субширотным простиранием зон серпентинизации гипербазитов. В целом для второй стадии типичны тектонические нарушения типа сдвигов и надвиго-сдвигов северо-восточного и юго-восточного простирания.

Третья стадия динамометаморфического этапа обусловлена формированием геосанктинального поднятия на территории Северного Прибайкалья, имевшего место в раннем кембрии (Стиров, 1989). В результате общего воздымания происходило заложение субмеридиональных разломов типа сбросов. При этом деформации локализовались в линейные зоны субмеридионального и юго-восточного простирания, судя по развитию минеральной уплощенности  $S_3$  (аз. пр.  $150-190^\circ$ , падение на СВ, реже на ЮВ) с субгоризонтальной линейностью  $L_3$  (см. рис. I, и).

Анализ распределения трещиноватости в породах Йоко-Довыренского массива позволил установить поля напряжений, действовавшие на метаморфогенном этапе. Статистическая обработка замеров трещин проводилась по методике П.П. Николаева (Шерман, Днепровский, 1989). Выделяются четыре основных типа полей тектонических напряжений: надвиговой, сдвиговой, раздвиго-сдвиговой и раздвиговой. Для первого характерно субвертикальное положение плоскости осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  при северо-западном простирании, где  $\sigma_1$  ориентирована субвертикально, а  $\sigma_3$  - субгоризонтально. Этот тип наиболее четко фиксируется на северо-восточном и юго-западном окончаниях массива. С ним генетически связаны разрывы типа надвигов первой стадии метаморфогенного этапа. Для сдвигового и раздвиго-сдвигового типов характерны субгоризонтальная (углы падения  $0-15^\circ$ ) и наклонная ( $20-50^\circ$ ) плоскости  $\sigma_1 - \sigma_3$  соответственно. При этом сдвиговой тип в основном фиксируется вблизи контактов массива, а раздвиго-сдвиговой - в центральной части его. Таким полям напряжений соответствуют сдвиги и сбрососдвиги (Шерман, Днепровский, 1989), т.е. нарушения второй стадии. Раздвиговой тип полей напряжений характеризуется субвертикальной плоскостью  $\sigma_1 - \sigma_3$  северо-восточного и субширотного простирания, где ось  $\sigma_1$  ориентирована субгоризонтально, а  $\sigma_3$  - вертикально. Этот тип проявлен фрагментами по всему массиву и с ним связано формирование сбросов третьей стадии динамометаморфического этапа.

Данные геометрического анализа подтверждаются результатами микроструктурного исследования оливина в породах расслоенной серии плутона. Наиболее распространен линейный тип ориентировки оливина, когда оси  $Nm$  концентрируются в отдельный сильный максимум, который совпадает с линейностью  $L_I$  (рис. 2). Оси  $Ng$  и  $Np$  образуют пояса, перпендикулярные максимуму  $Nm$ . При этом, как правило, в их пределах находятся два равноценных максимума с повышенными концентрациями, один из которых тяготеет к нормали полосчатости и минеральной уплотненности или вблизи ее. Подобный тип ориентировки оливина описан для трапшových интрузий Сибирской платформы В.В.Золотухиным (1983) и обусловлен течением кристаллов данного минерала в магматическом расплаве без существенного воздействия внешних напряжений. Четкие петроструктурные узоры линейного типа развиты в породах габброидного горизонта (см. рис. 2, г, д), где признаки динамометаморфизма проявлены весьма слабо, что позволяет считать этот тип ориентировок первично-магматическим.

В зонах изоклиальной складчатости наблюдается разрушение первичной петроструктуры (см. рис. 2, б). При сохранении сильного максимума оси  $Nm$  растягиваются в пояс, совпадающий с полосчатостью, гнейсовидностью и минеральной уплотненностью. Первичные максимумы осей  $Ng$  и  $Np$  рассеиваются с образованием субгоризонтальных поясов. При этом намечается тенденция к формированию максимума осей  $Np$ , перпендикулярного уплотненности пород. Подобные петроструктурные узоры устанавливаются в оливиновых тектонитах, деформированных механизмом синтетектонической рекристаллизации в условиях преимущественного осевого сжатия ( $\sigma_3 > \sigma_2 > \sigma_1$ ) (Гончаренко, 1989). Вероятно, рекристаллизацией объясняется резкое уменьшение зернистости на границе "дунит-троктолит" и порфирированный облик породы, подобный установленному для порфирокластического типа оливиновых тектонитов (Гончаренко, 1989). В отдельных случаях в троктолитах фиксируются признаки пластической деформации (волнистое погасание, полосы сброса в оливине). Есть основания полагать, что синтетектоническая рекристаллизация оливина в зонах изоклиальной складчатости пород массива соответствует метаморфизму вмещающих массив пород до уровня зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации (Сизых, 1985).

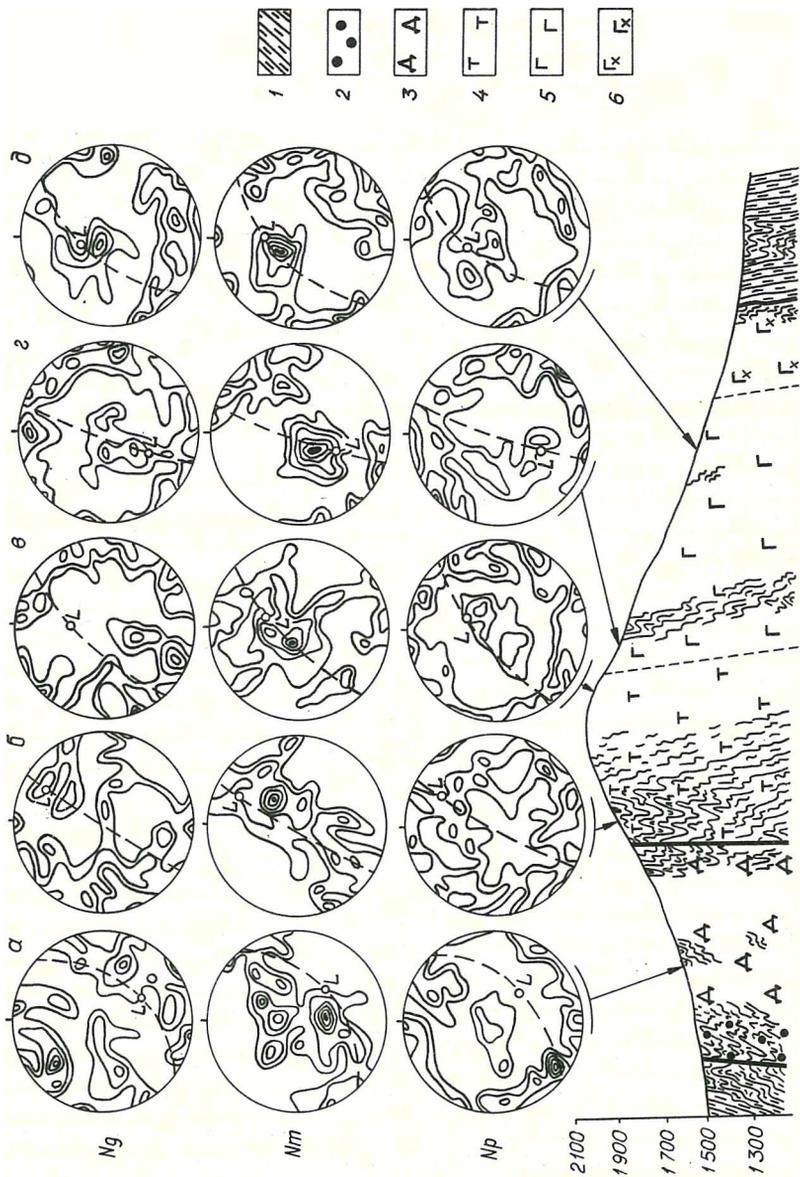


Рис.2. Микроструктурные ориентировки оливина в породах Йоко-Довыренского массива:

1 - вмещающие породы; 2 - плагиомерцолиты; 3 - дуниты; 4 - троктолиты; 5 - оливиновые габброиды; 6 - гранофировые габбро-нориты. Ориентировка оливина в дунитах (а), в зоне изоклиальной складчатости (б), троктолитах (в), оливиновых габбро (г,д)

---

Таким образом, выявленная стадийность динамометаморфического преобразования пород расслоенного магматического комплекса является отражением проявления тектогенеза при формировании геологической структуры Северного Прибайкалья. С эволюцией этой структуры связано образование линейных зон изоклиальной складчатости в породах изученного массива, фиксируемых пространственной ориентировкой оливина, возникшей в процессе синтетектонической рекристаллизации. Идентификация деформационной синметаморфической структуры в породах расслоенного комплекса позволяет подойти к оценке вклада динамометаморфизма в процессы петро- и рудогенеза.

#### Список литературы

ГЕРТНЕР И.Ф. О роли метаморфизма в формировании Йоко-Довыренского расслоенного плутона (Северное Прибайкалье) // Геология, геохимия, минералогия и металлогения юга Сибири. - Томск, 1990. - С. 58-60.

ГОНЧАРЕНКО А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов. - Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1989. - 404 с.

ГУРУЛЕВ С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. - М.: Наука, 1965. - 122 с.

ЗОЛУТУХИН В.В. Основы микроструктурного анализа изверженных горных пород. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. - 47 с.

КОННИКОВ Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). - Новосибирск: Наука, 1986. - 223 с.

МАГМАТИЧЕСКИЕ горные породы. Т.5. Ультраосновные породы. - М.: Наука, 1988. - 508 с.

ОЧИРОВ Ц.О. К тектонике Забайкалья // Геология и геофизика. - 1989. - № 9. - С. 39-47.

СИЗЫХ А.И. Петрология метаморфических поясов Северного Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1985. - 121 с.

УЭДЖЕР Л.Р., БРАУН Г. Расслоенные изверженные породы. - М.: Мир, 1970. - 552 с.

ШЕРМАН С.И., ДНЕПРОВСКИЙ Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. - Новосибирск: Наука, 1989. - 158 с.

ЯРОШЕВСКИЙ А.А., ИОНОВ Д.А.; МИРОНОВ Ю.В. и др. Петрография и геохимия Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расслоенного массива (Северное Прибайкалье) // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. - М., 1982. - С. 86-117.

Н.И.Гусев, Н.П.Бедарев

#### ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ НИЖНЕДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

В результате девонской вулканической деятельности в Курайской зоне Горного Алтая сформировался вулканогенно-осадочный комплекс пород, выделяемый в качестве талдыдюргунской свиты (Удодов, 1986; Гутак, 1988). Петрографическое и геохимическое изучение этих образований проводилось в 8 км к северо-востоку от с.Курай в бассейне рек Кызылташ, Карасубажи и Сырой Тыдтугом. На водоразделе Кызылташ - Карасубажи в осадочных отложениях, подстилающих вулканогенную толщу, Я.М.Гутаком и Л.В.Галенко собрана коллекция табулят предположительно киреевского уровня нижнего девона. Восточнее в Курайской зоне Я.М.Гутак (1988) обосновывает нижнедевонский возраст талдыдюргунской свиты и ставит ее на уровень салаиркинского горизонта Алтае-Саянской складчатой области.

В правом борту верховьев р. Кызылташ с северо-востока на юго-запад (снизу вверх по разрезу) залегают:

1. Зеленые и серые ритмично-слоистые кварцевые песчаники с редкими прослоями алевролитов . . . . . более 20
2. Коричневато-серые, грязно- и светло-зеленые мелкозернистые карбонатистые песчаники, известковистые алевролиты, мергели с горизонтами мощностью от 5 до 20 м крупнопорфировых плагиоклазовых миндалекаменных порфиритов, пиллоу-лав, лавобрекчий. . . 50
3. Крупно- и гигантопорфировые плагиоклазовые порфириты, чередующиеся с покровами мелкозернистых базальтов . . . . . 130
4. Мелкозернистые миндалекаменные массивные порфириты с мощным потоком гигантопорфировых плагиоклазовых порфиритов . . . . . 222
5. Лиловые брекчиевые туффиты, туфо- и лавобрекчии с единичными потоками пористых лав андезитов . . . . . 132
6. Грубое чередование потоков миндалекаменных пиллоу-лав с массивными базальтами, редко гигантопорфировые лавы . . . . 105
7. Мелко-, средне- и крупнопорфировые базальтовые плагиопорфириты, местами миндалекаменные с подушечным строением. . . . . 130
8. Крупно- и гигантопорфировые базальтовые плагиопорфириты с маломощным прослоем псефитовых туфов в основании . . . . . 55
9. Миндалекаменные афировые базальты и мелкопорфировые базальтовые плагиопорфириты, маломощные тела лавобрекчии. . . . 204
10. Коричневато- и лиловато-серые туфоконгломераты . . . . . 95
11. Зеленовато- и лиловато-серые туфоалевролиты и туфопесчаники с подчиненными прослоями туфоконгломератов . . . . . 110
12. Туфоконгломераты коричневато-серые с прослоями и линзами светло-зеленых грубослоистых туфогравелитов . . . . . 70
13. Туфоконгломераты и туфобрекчии грязно-зеленые . . . . . 60
14. Миндалекаменные массивные и брекчиевидные андезитобазальты, афировые с редкими тонкими прослоями туфов . . . . . 30
15. Афировые и крупнопорфировые миндалекаменные андезитобазальтовые порфириты с редкими прослоями мелкозернистых туфов и яшмоидов. . . . . 155
16. Чередование коричневато-серых и грязно-зеленых туфов с миндалекаменными мелко- и среднепорфировыми и плагиопорфиритами, редкими линзами и слоями туфопесчаников . . . . . 85
17. Грязно-зеленые туфогравелиты и туфоконгломераты с редкими линзами туфопесчаников . . . . . 235

18. Чередование грязно-зеленых и коричневато-серых туфо-конгломератов и туфогравелитов, реже туфопесчаников и алевролитов. В верхней части редкие маломощные линзы известняков . . . . .	205
19. Лавобрекчии липарит-порфиров и базальтов, их туфы . . . . .	105
20. Розовато- и зеленовато-серые флицидальные риолиты . . . . .	65

Общая мощность вулканогенных пород по данному разрезу более 2200 м. Далее к югу расположена зона разлома, за которой развито обширное поле эффузивов кислого состава, аналогичных пачке 20. Химический состав типичных разновидностей пород по разрезу приведен в таблице.

Для определения формационной принадлежности вулканитов использовалась предложенная О.А.Богатиковым и А.А.Цветковым (1988) процедура классификации пород. На диаграмме общая щелочность - кремнекислота определились ряды повышенной и нормальной щелочности. Породы нормальной щелочности по критерию А.Мияширо разделены на толеитовую и известково-щелочную серии. Однако учитывая, что толеитовые и известково-щелочные магмы в этих координатах часто дают большие перекрытия для пород с содержанием  $SiO_2$  55 %, следует ориентироваться на породу более кислого состава. В данном случае дациты и риолиты по разрезу принадлежат к толеитовой серии, что, видимо, справедливо для вулканитов талдыдюргунской свиты в целом. Породы повышенной щелочности не содержат модалных фельдшпатоидов и относятся к субщелочной серии.

Ведущая роль плагиоклаза в составе порфировых выделений эффузивов талдыдюргунской свиты предопределяет высокую информативность диаграмм с участием Sr. Вариационная диаграмма  $Sr - 1/K_2O$  (рис. 1), где  $1/K_2O$  отражает степень фракционирования магмы, позволяет отнести данную вулканическую серию к типу С, по S. Togashi (1985). В этом типе наблюдается разнообразное поведение стронция на ранней стадии фракционной кристаллизации, явный максимум в средней стадии и отчетливое плавное снижение на заключительном этапе. Такие тренды характерны для низкощелочных толеитовых, а также высокоглиноземистых базальтовых се-

Химический состав вулканогенных пород талдыжоргунской свиты, мас. %

Номер			Si	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П. п. п.	Сумма
п/п	пачки	пробы														
I	3	64	53,85	1,09	16,17	5,23	3,99	0,15	5,00	4,87	6,24	1,00	0,30	0,62	1,40	99,73
2	6	55	50,75	1,71	17,84	7,62	2,57	0,15	2,64	5,35	5,80	1,20	0,36	0,66	3,62	99,61
3		52	50,98	1,46	16,73	6,40	5,52	0,20	3,84	5,35	3,80	0,59	0,20	0,31	3,53	98,60
4		51	48,98	1,09	17,85	5,30	5,23	0,16	5,80	4,03	5,90	0,83	0,32	0,82	3,93	100,00
5	7	50	49,55	1,30	17,93	5,91	5,11	0,17	4,32	3,56	5,44	0,95	0,18	0,09	4,12	98,54
6		49	61,10	1,09	16,13	4,20	3,36	0,11	2,56	3,79	3,40	1,60	0,27	0,22	1,63	99,24
7	8	47	48,45	1,43	17,93	6,11	5,06	0,16	3,84	7,84	4,00	0,43	0,18	0,09	3,52	98,69
8		46	47,56	0,75	15,69	4,96	4,78	0,17	7,63	6,24	3,40	0,14	0,12	2,15	7,03	98,47
9	9	45	50,86	0,87	16,67	3,99	4,97	0,17	5,93	6,02	5,00	0,29	0,15	0,31	3,89	98,81
10		42	48,76	0,86	17,03	3,21	5,89	0,16	7,61	3,35	4,78	0,10	0,13	1,45	6,69	98,81
11	10	2217	54,43	0,71	18,06	3,64	1,95	0,10	1,27	7,68	2,28	2,38	0,12	4,84	7,44	100,06
12	12	2906	58,18	0,64	15,00	5,91	0,79	0,13	1,21	6,56	0,18	2,28	0,13	5,90	8,95	99,96
13	13	2621	55,20	0,71	16,71	4,03	3,06	0,12	1,90	3,91	5,60	0,90	0,15	5,19	7,02	99,31
14	14	32	47,26	1,59	16,79	6,96	5,04	0,12	6,20	5,98	4,76	0,67	0,34	1,06	3,51	99,78
15		31	48,20	1,61	16,49	7,23	5,34	0,14	4,96	6,24	4,44	0,50	0,38	0,22	3,47	99,00

Окончание табл.

Номер			Si	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	И.п.п.	Сумма
И/п	пачки	пробы														
I6	I5	29	52,25	I,47	I5,86	5,45	5,38	0,18	3,28	6,35	3,70	I,36	0,29	0,3I	3,09	99,86
I7		27	47,85	I,34	I7,49	6,95	4,18	0,16	4,80	7,93	4,18	I,20	0,29	0,79	3,16	99,99
I8	I7	2443	59,66	0,67	I4,9I	6,62	0,37	0,11	0,00	5,73	3,14	2,48	0,14	4,22	6,02	99,85
I9		7	43,13	0,76	I5,77	4,37	5,06	0,16	3,76	8,13	2,80	2,10	0,12	10,16	I2,96	99,12
20	I9	6	62,86	0,90	I5,78	6,08	I,38	0,08	0,72	2,00	3,30	3,18	0,19	I,06	3,27	99,74
2I		5	50,40	0,97	I7,93	6,17	4,5I	0,18	4,32	5,79	3,70	0,47	0,15	0,6I	4,50	99,09
22	20	2	74,25	0,17	I3,25	I,37	I,8I	0,0I	0,40	0,42	4,38	2,70	0,03	0,00	0,99	99,78
23		I	75,38	0,20	I3,08	I,68	0,82	0,05	0,37	0,55	2,80	2,54	0,05	0,48	2,04	99,59

Примечание. Силикатные анализы выполнены в Центральной лаборатории ИГО "Запсибгеология", аналитик И.А.Дубровская. I - крупнопорфировый плагиоклазовый андезито-базальт; 2,3 - афировые базальты; 4, 5 - крупнопорфировые базальтовые плагиопорфириты; 6 - мелкопорфировый андезитовый порфирит; 7 - крупнопорфировый базальтовый плагиопорфирит; 8,9,10 - миндалекаменные базальтовые плагиопорфириты; 11,12, 13 - туфобрекчии андезитовых порфиритов; 14,15 - миндалекаменные афировые базальты; 12 - плагиоклазовый андезито-базальтовый порфирит; 17 - базальтовый плагиопорфирит; 18 - туфобрекчия андезитового порфирита; 19 - базальтовая лавобрекчия карбонатизированная; 20 - сферолитовый риолит-дацитовый порфирит; 21 - базальтовый плагиопорфирит; 22,23 - серцитизированные флюидальные риолит-порфиры.

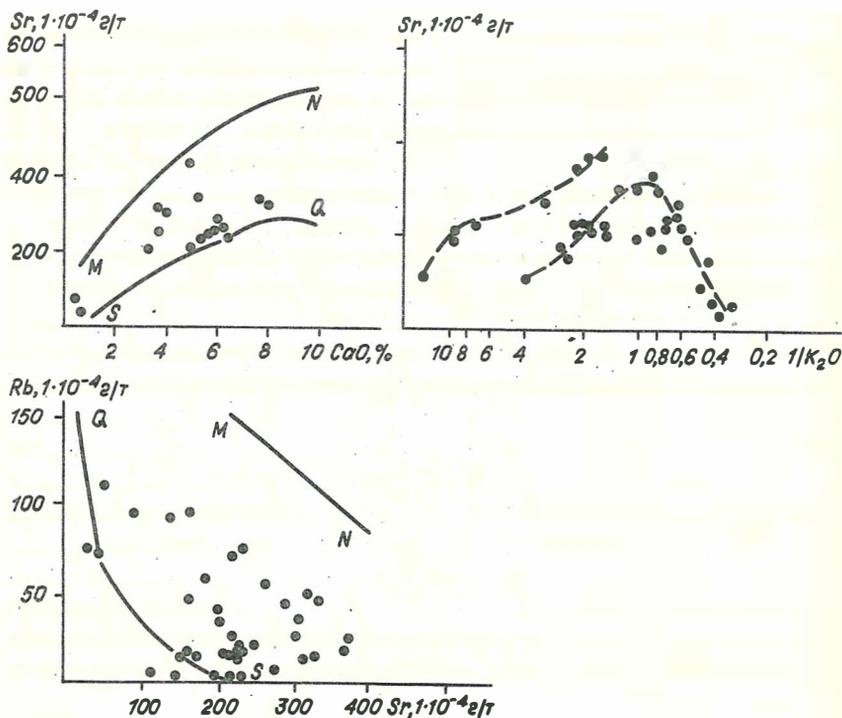


Рис. I. Геохимические диаграммы для эффузивов талдыдоргунской свиты.

Диаграммы Rb - Sr и Sr - CaO, по Г.Б.Ферштаттеру и др. (Эвгеосинклинальные... серии, 1984), Sr -  $1/K_2O$ , по S.Togashi (1985). Поля левее и ниже линий SQ соответствуют производным толеитовой океанической магмы; между SQ и MN - толеитовой континентальной и островодужной; выше MN - толеитовой повышенной щелочности, андезитовой, латитовой. Пунктирными линиями показаны тренды фракционной кристаллизации

рий. На классификационных диаграммах Rb - Sr и Sr - CaO (см.рис. I) продуктами толеитового океанического магматизма могут быть только отдельные базальтоиды низов разреза и кислые лавы верхней части.

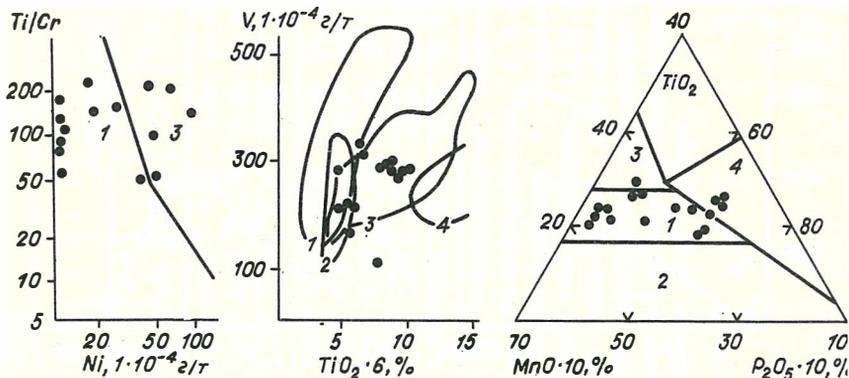


Рис.2. Положение эффузивов талдыдургунской свиты на диаграммах, разделяющих базальты различных геодинамических обстановок. Диаграммы, по L.Beccaluva et al. (1983), J.W.Shervais (1982), E.D.Mullen (1983):

1-4 - базальты: 1 - толеитовые островных дуг, 2 - известково-щелочные островных дуг, 3 - срединно-океанических хребтов, 4 - океанических островов

подавляющее большинство вулканитов - это производные континентальной и островодужной толеитовой магм. Одновременное присутствие толеитовых океанической и островодужной серий на диаграммах рис.2, где использованы химические элементы, наименее подвижные при вторичных изменениях и в процессе выветривания. Все эффузивы, классифицированные в талдыдургунской свите как островодужные, имеют отрицательную величину дискриминантного уравнения  $SiO_2 + 3CaO - 11,8TiO_2 - 4K_2O - 57,9$ , предложенного Б.Д.Пискуновым (1987) для разделения вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин. Признаками отличия магматизма окраинно-континентальных поясов от островодужного в талдыдургунской свите являются: повышенное содержание титана в базальтах и калия в кремнекислых дифференциатах, пониженное содержание кальция в породах ряда базальт-андезит. Пример сонахождения базальтов срединно-океанических хребтов и субдукционных вулканических комплексов приводится в Каскадных горах Северной Америки (Магматические... породы, 1985). Можно полагать, что девонский

вулканизм в Курайской зоне в условиях континентальной окраины деструктивного типа также сопровождался локальным растяжением земной коры с рифтогенным магматизмом.

В изменении продуктов извержения наблюдается следующая цикличность. В самом начале изливались андезиты-базальты с крупными и обильными выделениями плагиоклаза. Очевидно это связано с сепарацией плагиоклаза и накоплением в верхней части магматической камеры более легкого относительно меланократового остаточного расплава. Первые порции эффузивов (пачки 2,3) содержат высокоанортитовый плагиоклаз и обогащены Rb и Sr. За счет удаления ликвидусной фазы плагиоклаза пачки (4,6) афировых оснований эффузивов субщелочного характера обогащены титаном и фосфором (плагиоклазовый эффект Боуэна), а затем становятся умеренно низкотитанистыми. Цикл завершается мезитоацидитовыми лавами в основании пачки 7. Новый цикл (пачки 7-II) начинается преобладающими плагиоклаз-порфирированными базитами. Следующие порции афировых базитов наиболее меланократовые и характеризуются самой низкой калиевой щелочностью, пониженными содержаниями титана и фосфора. Эта серия пород на диаграмме Rb - Sr (см. рис. I) дает базальтовый тренд с отношением 0,05 и самостоятельную линию фракционной кристаллизации на диаграмме Sr -  $1/K_2O$  (см. рис. I, верхний пункт). Затем следует мощная толща вулканогенных обломочных пород (пачки 10-13). Заключительный цикл начинается умеренно высокотитанистыми афировыми лавами с постепенно нарастающей калиевой щелочностью и убывающими содержаниями титана и фосфора в базитовых членах (от пачки 14 до основания пачки 19). Увеличивается мощность вулканогенных осадочных пород, появляются кислые расплавы, которые вначале чередуются с основными, а затем становятся доминирующими.

Пространственно и, вероятно, генетически с вулканами талдиджургунской свиты связаны проявления вкрапленной сульфидной серебряно-медной минерализации площадного характера, наиболее интенсивно развитой в правом борту р. Кызылташ и в районе Коксаир-Кокоря. Чаще всего отмечается шпировая вкрапленность рудных минералов на площади 1 x 3 м в миндалекаменных андезитовых порфиритах, туфолавах и туфах, реже вдоль контактов пачек туфов и порфиритов. В правобережье р. Кызылташ выделяются горизонты порфиритов мощностью от 2-3 до 18 м, обогащенные рудными мине-

ралами. Наиболее продуктивным был первый цикл вулканической активности, особенно на уровне завершения основного вулканизма и появления лав кислого состава. Первичный для девонского времени характер оруденения подтверждается находкой в низовьях р. Аккая Е.А.Киселевым в базальных конгломератах аксайской свиты в ассоциации галек из пород талдыдюргунской свиты, валуна плагиориолит-порфира, содержащего вкрапленную блеклорудную минерализацию. Содержание меди в штуфе из этого валуна составляет по спектральному анализу 1 %, серебра – 10 г/т, мышьяка – 0,01 %. Часто рудная минерализация ассоциирует с участками эпидотизации пород разнообразной морфологии: от отдельных эпидотизированных вулканических бомб, залегающих в неизменных туфах, до эпидотовых миндалин в порфиритах, изометричных участков эпидотизированных туфов и линейных зон кварц-эпидотовых метасоматитов. Процесс эпидотизации пород связан с син- и поствулканическими экстазиями.

Рудная минерализация представлена преимущественно халькопиритом, тетраэдритом, самородной медью, халькозином, борнитом и малахитом. Из полезных компонентов преобладает медь, содержание которой по результатам спектрального анализа составляет 0,01 – 0,3 %, достигая 1–3 %, постоянно присутствует серебро – 10–50 г/т, свинец – 0,01 %, олово – 0,001–0,01 %, цинк – 0,01 %.

Таким образом, ранний девонский вулканизм в Курайской зоне проявлен серией пород от базальта до риолита. Тектонический режим вулканизма соответствует условиям деструктивной континентальной окраины с локальным растяжением земной коры и магматизмом рифтогенного типа. В разрезе вулканической серии наблюдается цикличность, вызванная фракционированием плагиоклаза в лавы начальных стадий, субщелочными излияниями в средних и контрастными толеитовыми в заключительных стадиях циклов. В завершающий этап вулканизма увеличиваются объемы кислых вулканических и вулканогенных обломочных пород. Металлогеническая специализация вулканизма характеризуется развитием серебряно-медного оруденения, обладающего чертами вулканогенно-осадочного и вулканогенно-гидротермального типов. Девонская эпоха серебро-меденоскопления рассматривается нами как подготовительный этап для последующей мобилизации рудного вещества. В процессе мезозойской тектономагматической активизации происходило образование высококонцентрированных серебряных руд Коксаирского рудного поля.

БОГАТИКОВ О.А., ЦВЕТКОВ А.А. Магматическая эволюция островных дуг. - М.: Наука, 1988. - 248 с.

ГУТАК Я.М. Возраст талдыжургунской свиты в Юго-Восточном Горном Алтае // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Ч.1. - Барнаул, 1988. - С.42-43.

МАГМАТИЧЕСКИЕ горные породы. Т.3. - М.: Наука, 1985. - 485 с.

ПИСКУНОВ Б.Д. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. - М.: Наука, 1987. - 238 с.

УДОДОВ В.П. Основные типы разреза девона Горного Алтая // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области. - Новокузнецк, 1986. - С. 62-64.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ габбро-гранитные серии / Г.Б.Ферштатер, Л.В.Малахова, Н.С.Бородина и др. - М.: Наука, 1984. - 264 с.

BECCALUVA L., Di GIROLAMO P. et al. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ophioliti. - 1983.-V.8, N3. - P. 307-323.

MULLEN E.D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // Earth. and Planet. Sci. Lett. - 1983. - V. 62. - P. 53-62.

SHERVAIS J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth. and Planet. Sci. Lett. - 1982. - V. 59. - P. 101-118.

TOGASHI S. Sr variation by fractional crystallisation for volcanic rocks from island arcs and continental margins // Chemical Geol. - 1985. - V.51. - P. 41-53.

И.М.Ганженко, А.В.Пономарев, В.В.Ащепков

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
РАЗРАБАТЫВАЕМЫХ НПО "СИБРУДА"

НПО "Сибруда" разрабатывает одиннадцать железорудных месторождений: Шерешевское (участки Главный, Болотный и Новый Ше-

## Минеральный состав руд

Минерал	Содержание минерала (%) в различных рудах			
	тэйская	шерегешская	казская	таштагольская
Магнетит	36,2	36,0	40,0	48,7
Гематит	2,1	-	0,2	0,9
Лимонит	-	-	-	1,3
Пирит	1,6	1,0	2,5	0,4
Пирротин	-	0,1	4,0	-
Серпентин	43,6	-	-	-
Хлорит	-	-	1,9	17,2
Карбонаты	11,1(3-30)	11,6(2-32)	1,0	12,3
Гранат	-	16,8	13,1	-
Пироксен	-	22,5	29,7	-
Эпидот	-	6,6	5,0	2,0
Кварц	0,6 (до 12)	0,3	1,8	3,4
Амфиболы	-	11,0	0,5	-
Флогопит	0,5 (до 5)	-	-	-
Сидерит	-	-	-	Встречается
Полевой шпат	-	-	-	13,8
Шпинель	-	0,1	-	-
Флюорит	Отд. зерна	-	-	-
И т о г о	100,0	100,0	100,0	100,0

регеш), Таштагольское (Восточный участок), Казское (Северная зона Центральных штоков), Сухаринское (левобережная Сухаринка), Ирбинское (участки Гранатовый, Центральный, Промежуточный), Абаканское (Главное и Третье рудные тела), Абагасское, Тэйское, Рудный Каскад, Одинокое и Маргоз.

Геологическое строение, вещественный состав руд (табл. I), морфология рудных тел и другие характеристики указанных месторождений, существенно отличаются друг от друга. Однако на основе опыта разведочных и эксплуатационных работ выделяется ряд признаков, присущих большинству этих месторождений. Отмечаются следующие особенности геологического строения месторождений:

- рудные тела встречаются в виде многочисленных крутопадающих линз, согласно залегающих с вмещающими породами;

- рудные тела имеют неправильную форму с включениями прослоев различных по составу пород; встречаются раздувы, пережимы, разветвления этих тел, выявляемые в процессе эксплуатации;
- рудные тела располагаются на контакте с ореольными зонами интрузивов (Ирбинское месторождение), иногда на значительном удалении от видимых контактов (Абаканское месторождение);
- локализация рудных тел в толщах эффузивно-осадочных пород (реже в мраморизованных известняках), иногда они встречаются среди интрузивных тел;
- наличие следов дорудных и пострудных тектонических нарушений;
- развитие в рудном поле дорудных и пострудных даек, различных по составу;
- богатые по содержанию железа рудные тела имеют резкие контакты с вмещающими породами (Таштагольское, Абаканское, Ирбинское), бедные - расплывчатые контакты, определяемые чаще по результатам опробования (Тёйское, Шерегешевское);
- в рудах отмечается крайне неравномерное распределение полезных компонентов и вредных примесей, однако на некоторых месторождениях выделяются закономерности их распределения.

Так, на Ирбинском месторождении наиболее богатые железом руды имеют и высокое содержание сульфидов (рудное тело Большой шток). Сульфидная минерализация на этом месторождении тяготеет к местам раздувов и выклинивания рудных тел.

Для геологов-эксплуатационщиков, кроме критериев и признаков локализации оруденения, необходимы знания: о морфологии рудных тел, о закономерностях распределения полезного компонента (железа) внутри рудных тел и вредных примесей (сульфидов), а также сведения о физико-механических свойствах руд и их обогатимости. Всё это сказывается на ритмичности работы предприятий и на устойчивости их технико-экономических показателей. Так, для месторождений, имеющих резкие контакты руд с вмещающими породами и, соответственно, резко различные технологические свойства (Ирбинское, Таштагольское, Абаканское), качество концентратов из добываемых руд существенно не зависит от объемов разубоживания. Отходы производства при этом реализуются в качестве строительных материалов. Для других же месторождений (Тёйское, Шерегешевское) дополнительные объемы примесей значительно снижают качество

концентратов. Решение этой и других проблем возможно на основе технологического картирования по предлагаемой методике сросткового анализа руд.

На современном уровне технологии в добываемой руде определена граница переходов между примешиваемой породой, полученной за счёт конструктивного засорения, и рудной частью, в составе которой проходит граница собственно руды и переходной составляющей. Для этого применен качественно-количественный технологический анализ руды по сросткам (сростки в нашем толковании это минеральные ассоциации полезного минерала с другими минералами, обусловленные единством генезиса), качество которых и их положение в составе руды определяется содержанием полезного минерала в них.

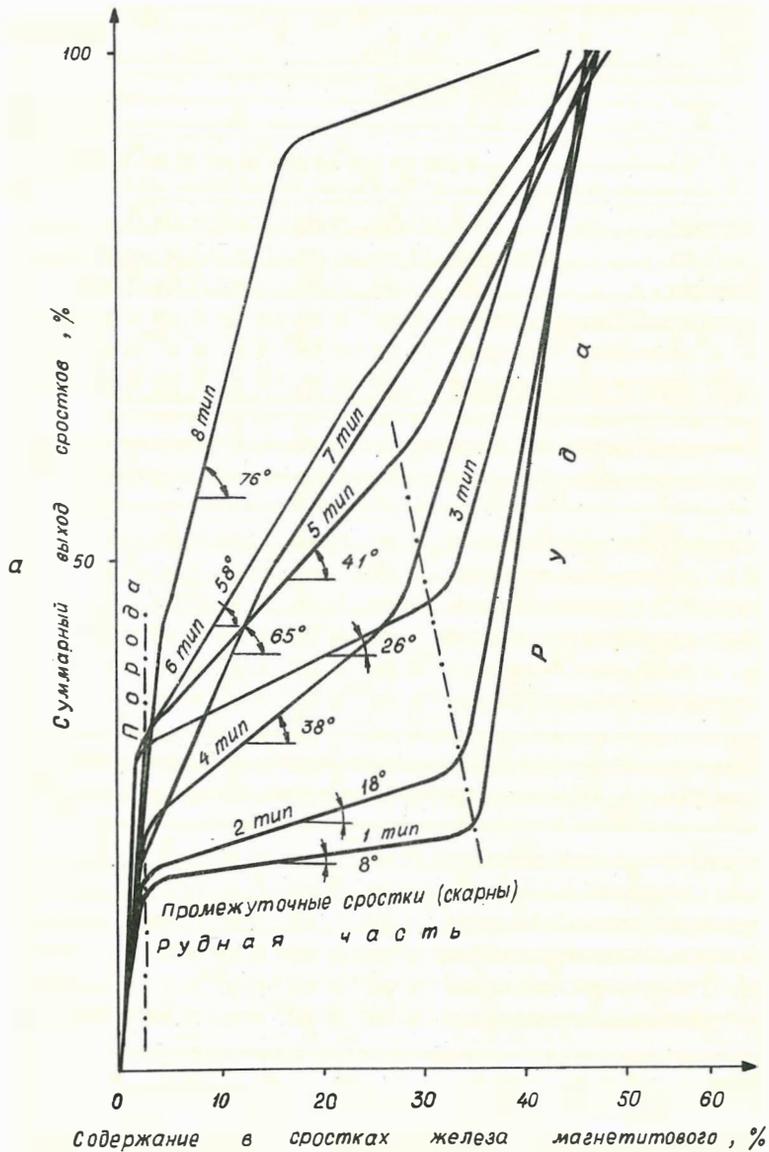
Вся добываемая руда по результатам сросткового анализа делится на три части: порода, руда и промежуточные сростки (скарны). Порода здесь и далее – это сростки, из которых технологически невыгодно извлекать полезный минерал и которые подлежат безусловному удалению в отходы при обогащении; руда, в составе добываемой руды, – самые богатые полезным минералом сростки, выделяемые в концентрат; промежуточные сростки (скарны) – сростки, занимающие промежуточное положение между породой и рудой по содержанию полезного компонента. Следует отметить, что в интервале промежуточных сростков проходит обычно граница разделения добываемой руды на концентрат и отходы обогащения. Руда и промежуточные сростки вместе составляют рудную часть, так как именно они легче извлекаются в концентрат. Анализ магнетитовых руд месторождений на сростки производился магнитным методом. Для этого руда, дробленая до крупности 25–0 мм, рассевалась на узкие классы крупности, чтобы устранить магнитное влияние крупных частиц на мелкие. Далее извлекались сростки магнетита при помощи постоянного магнита через немагнитные прокладки различной толщины, чем достигалось деление руды на последовательный ряд сростков по содержанию в них магнетита. Во всех выделенных сростках определялся весовой выход и делался химический анализ.

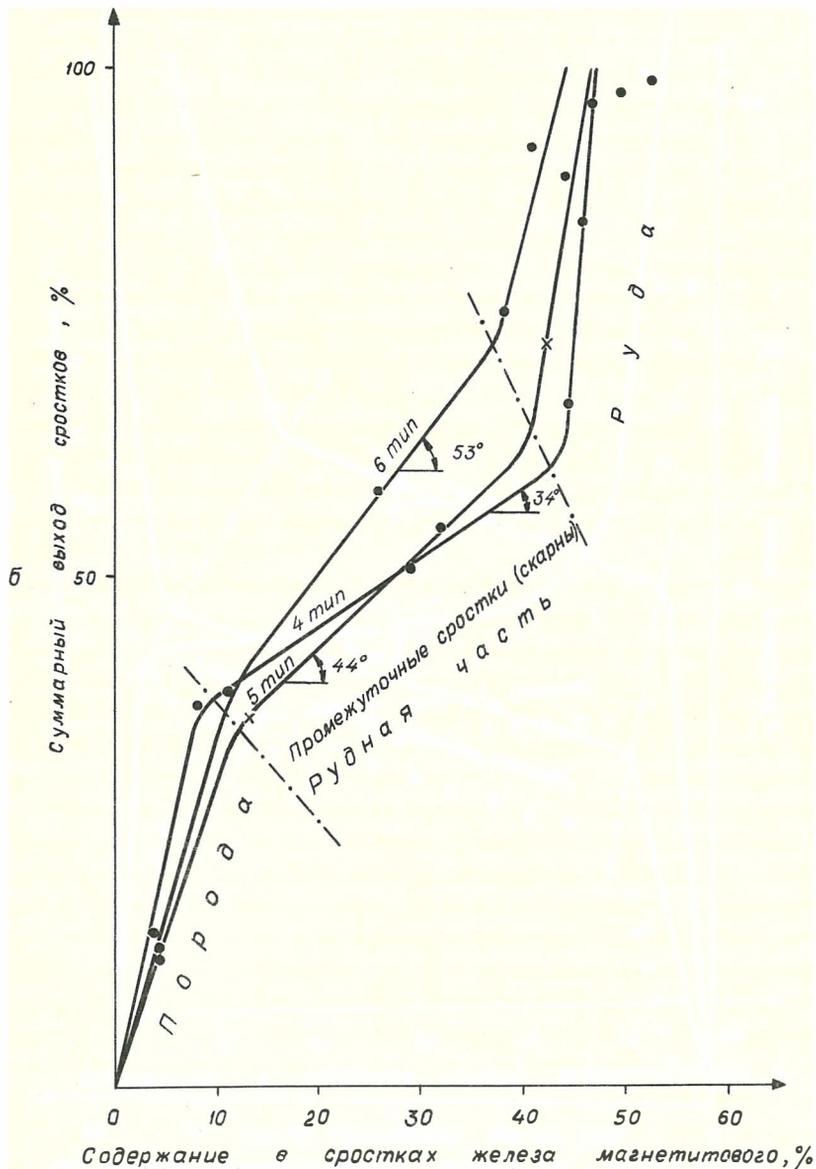
Результаты изучения руд Тейского месторождения представлены в табл. 2, по данным которой построены графики качественно-количественного сросткового состава всех типов руд месторождений (рис. 1, а). На оси абсцисс откладывалось содержание железа маг-

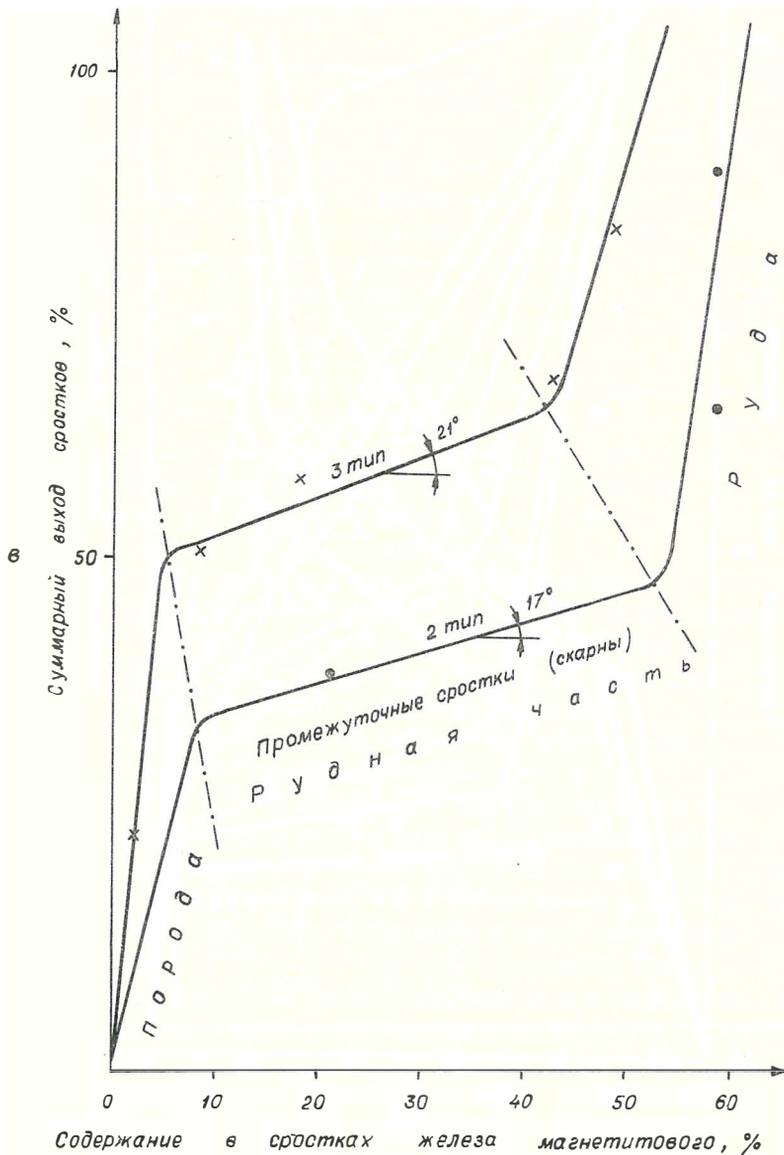
## Сростковый состав руд (%) Тэйского месторождения

Характеристика руды на месторождении			Последовательность групп выделенных сростков						
Тип	Доля, %	Технологические показатели	1	2	3	4	5	6	Итого
I	9,5	Выход: частный,	17,7	34,7	26,3	1,3	2,5	17,5	100,0
		суммарный <sup>X</sup>	91,1	65,0	34,4	20,6	18,7	8,8	-
		Fe магнетитовое	45,5	43,6	36,9	18,2	4,2	1,2	33,5
2	16,7	"-	18,2	35,6	21,4	3,0	3,3	18,5	100,0
			90,9	64,0	35,5	23,3	20,1	9,2	-
			45,7	41,6	34,3	14,9	4,8	1,0	31,4
3	23,8	"-	12,6	28,9	17,4	4,4	5,0	30,7	100,0
			93,7	72,9	48,8	37,9	33,2	15,3	-
			45,7	41,9	32,9	14,9	5,6	0,9	24,8
4	17,8	"-	11,5	24,2	24,8	9,1	6,7	23,7	100,0
			94,3	76,4	51,9	34,9	27,0	11,8	-
			42,7	38,8	29,8	16,1	6,2	1,0	23,2
5	16,7	"-	9,5	21,5	18,6	8,6	8,7	33,1	100,0
			95,2	79,7	59,7	46,1	37,4	16,5	-
			44,7	39,0	27,6	14,6	6,5	0,9	20,0
6	4,8	"-	4,2	11,8	20,7	14,9	13,9	34,5	100,0
			97,9	89,9	73,6	55,3	41,4	17,2	-
			45,6	38,5	30,0	16,9	7,9	1,5	17,0
7	7,1	"-	4,3	21,2	22,5	15,9	12,1	24,0	100,0
			97,8	85,1	63,2	40,0	30,0	12,0	-
			45,6	39,4	26,1	12,8	6,4	1,2	19,3
8	3,6	"-	0,4	1,6	6,5	6,0	40,7	44,8	100,0
			99,8	98,8	94,0	88,5	65,1	22,4	-
			42,2	33,2	25,4	15,0	9,0	2,4	8,6

<sup>X</sup> Здесь и в табл. 3 суммарный выход равен сумме выходов всех предыдущих групп плюс половина интервала очередной группы.







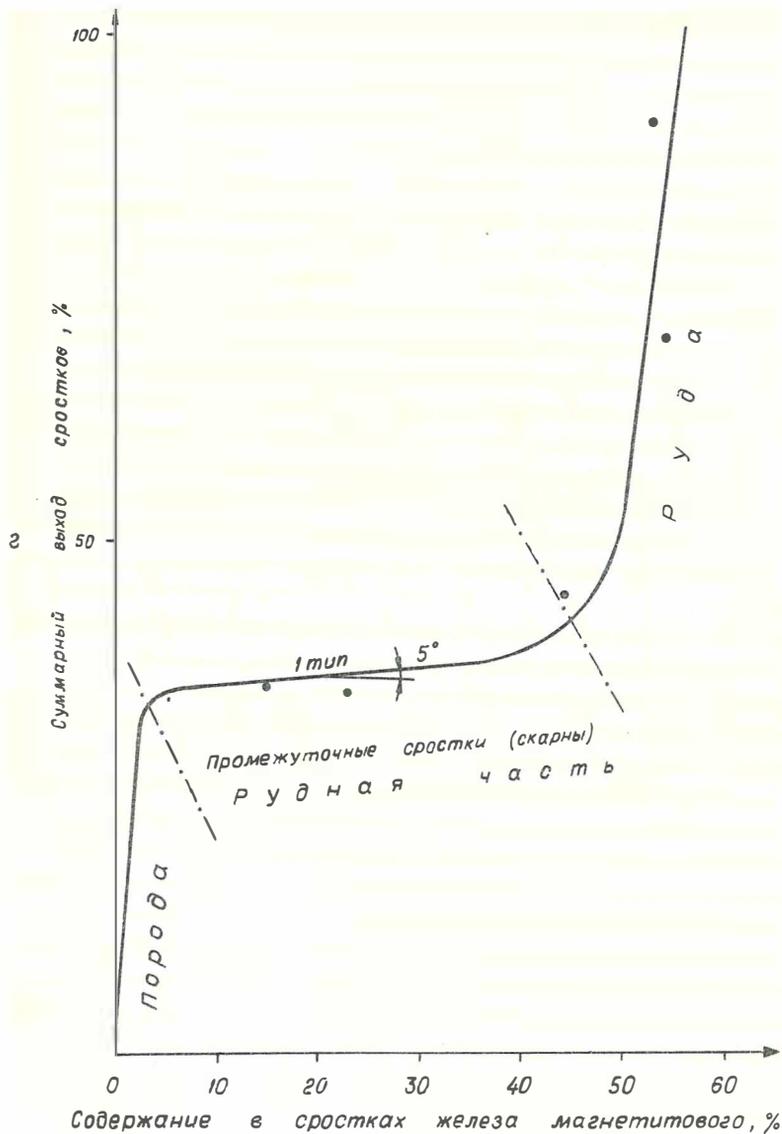


Рис. I. Сrostковий состав руд:  
тэйских (а), шерешеских (б), казских (в), таштагольских (г)

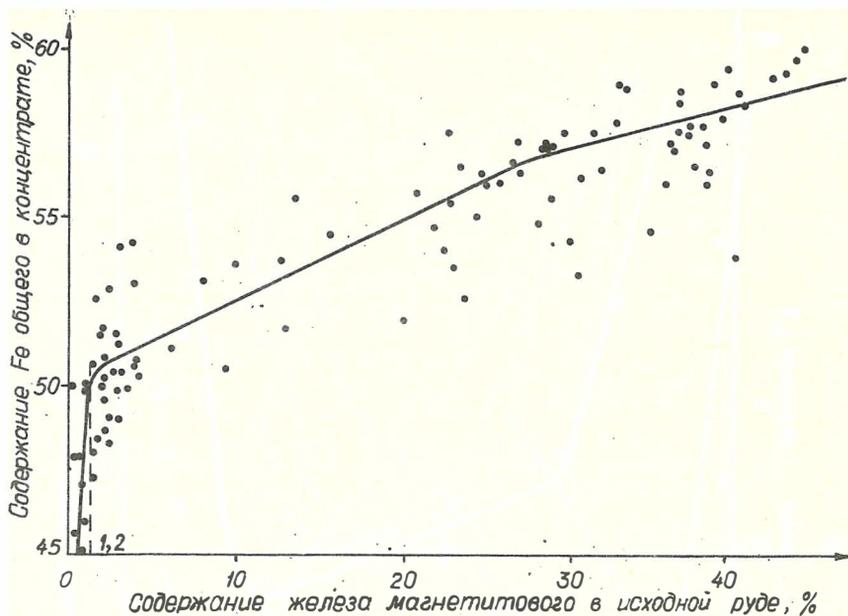


Рис.2. Зависимость качества концентрата глубокого обогащения тейских руд от качества исходного продукта. Крупность 70% (0,071 мм)

нетитового в каждой группе сростков, на оси ординат – суммарный выход в середине интервала соответствующей группы сростков (половина выхода данной группы сростков плюс сумма выходов всех более бедных сростков). Построенные графики отражают качественную и количественную характеристику руды одновременно, а их резкие перегибы указывают на качественно-количественные скачки вещественного состава. Для выявления природы этих скачков проведено технологическое изучение свойств сростков, для чего их обогатили на магнитном анализаторе с помощью соответствующих химических анализов. По результатам глубокого обогащения построен график зависимости содержания железа магнетитового в его концентратах от содержания в исходных продуктах (рис. 2), на котором выражен резкий качественный скачок в области содержания 1,2% железа магнетитового и небольшой плавный переход в области 26-

31 %. Резкий переход указывает на такое же резкое изменение обогатимости, обусловленное резким утончением вкрапленности, и означает переход от рудной части к породе. На графиках же сросткового состава (см. рис. 1, а) уровню 1,2 % магнетитового железа соответствует его содержание в левой группе сростков, отделенных от остальных резким качественно-количественным скачком. Следовательно, левая группа сростков на графике представляет собой породу, а правая – рудную часть. Далее замечаем, что на графике (см. рис. 1, а) есть второй качественно-количественный переход в области 31 % содержания железа магнетитового. Но этот уровень соответствует уровню плавного качественного перехода на графике обогатимости (см. рис. 2). Следовательно, второй качественно-количественный переход на графике сросткового состава (см. рис. 1, а) отражает границу, делящую рудную часть на руду и промежуточные сростки.

Итак, согласно вышеизложенному о составе добываемой руды, порода подлежит безусловному удалению в отходы, руды – включению в состав концентрата, а промежуточные сростки попадают в оба продукта, что и наблюдается фактически при обогащении. Например, на Тейской дробильно-обогатительной фабрике потери магнетитового железа в отходах составляют 4–5 % тогда, как в породе (см. рис. 1, а) его содержание не более 1,5 %. Отсюда ясно, что главное влияние на качество обогащения, т. е. обогатимость, оказывают промежуточные сростки, а именно их количество, поскольку их качество для всех типов руд согласно сростковому составу (см. рис. 1, а) примерно одинаково. Графически количество промежуточных сростков отражается углом наклона соответствующего им участка на графике сросткового состава (см. рис. 1, а). Поэтому все руды месторождения делятся по обогатимости на типы в зависимости от угла наклона участка промежуточных сростков (скарнов) на графике сросткового состава. Деление произведено через  $10^0$  : 1 тип –  $0 \div 10^0$ ; 2 тип –  $10,1 \div 20^0$ ; 3 тип –  $20,1 \div 30$ ; 4 тип –  $30,1 \div 40^0$ ; 5 тип –  $40,1 \div 50^0$ ; 6 тип –  $50,1 \div 60^0$ ; 7 тип –  $60,1 \div 70^0$ ; 8 тип –  $10^0$ . Естественно, что при обогащении руд с малым количеством промежуточных сростков (1, 2 и 3 типы) нецелесообразно регулировать качество концентрата за счёт последних, так как это приводит к потерям очень богатых промежуточных сростков. К тому же рудная часть этих типов самая богатая вследствие мало-

го количества промежуточных сростков. При обогащении же руд остальных типов (4 – 8) целесообразно удалять частично бедную часть промежуточных сростков в отходы, чтобы выполнить заданные качественные показатели. Следовательно, все руды с этой точки зрения могут быть поделены на технологические группы: первую – 1, 2 и 3 типы руд, и вторую – 4 – 8 типы руд. Если месторождения имеют руды, относящиеся к двум технологическим группам, то на обогатительных фабриках должно быть два отдельных технологических потока, а там, где есть лишь руда одной технологической группы достаточно одного.

По данным сросткового анализа (см. табл. 2 и рис. 2) могут быть рассчитаны показатели обогащения (качество и выходы продуктов для любого режима разделения). Чтобы практически применить такие прогнозные расчёты, на обогатительной фабрике Тейского рудоуправления проведено 28 сравнительных промышленных опытов обогащения, в которых одновременно отбиралась проба исходной руды, подвергавшаяся сростковому анализу. В результате установлено, что при одинаковом уровне (по содержанию) потерь железа в отходы концентрат, рассчитанный по данным сросткового состава, содержал на 2,0 % (от 1,7 до 2,3 %) железа больше, чем соответствующий концентрат промышленных опытов. Найденная поправка позволяет по данным сросткового анализа малообъемных проб, отбираемых при разведке, производить технологическое картирование руд месторождений, которое используют в настоящее время при эксплуатации и разведке в Тейском рудоуправлении.

Аналогичные исследования сросткового состава проведены также для руд Шерегешевского, Казского и Таштагольского месторождений (табл. 3; см. рис. 1, б, в, г). Они показали, что каждое из месторождений имеет руды одной технологической группы и поэтому на соответствующих обогатительных фабриках достаточно одного технологического потока.

Изучение сросткового состава руд позволяет также решить вопрос о предельно возможном извлечении полезного компонента из добываемой руды, что напрямую связано с вопросами охраны недр. Согласно вышеизложенному, предельно допустимые потери полезного минерала в отходы при обогащении не должны превышать его содержания в породе, выделяемой в процессе сросткового анализа, так как по технологическим свойствам именно порода резко отли-

## Сростковый состав руд (%) месторождений Горной Шории

Место- рожден.	Тип руды	Технологические показатели	Последовательность групп выделенных сростков							
			I	2	3	4	5	6	Итого	
Шерегешевское	4	Выход: частный,	6,4	17,1	19,1	12,7	15,3	29,4	100,0	
		суммарный	96,8	85,0	66,9	51,0	37,1	14,7	-	
		Fe магнетитовое	47,2	46,3	44,8	29,0	8,3	4,1	25,7	
	5	"-"		3,8	13,2	19,7	17,7	18,5	27,1	100,0
				98,1	89,6	73,1	54,4	36,3	13,5	-
				50,1	44,8	42,5	32,3	13,2	4,2	25,5
6	"-"		1,6	12,5	20,4	14,5	24,4	26,6	100,0	
			99,2	92,1	75,9	58,2	38,8	13,3	-	
			53,3	41,4	38,2	26,1	11,2	4,3	21,4	
Казское	2	"-"		23,8	22,3	13,9	3,7	8,6	27,7	100,0
				88,1	65,0	46,9	38,1	32,0	13,8	-
				58,7	58,9	52,0	21,1	7,6	3,1	36,5
	3	"-"		8,6	17,6	13,2	5,7	8,6	46,3	100,0
				95,7	82,6	67,2	57,7	50,6	23,1	-
				51,9	48,8	43,2	18,1	8,3	2,1	21,5
Гаштаго- льское	I	"-"		4,1	7,8	35,9	15,0	1,9	35,3	100,0
				98,0	92,0	70,1	44,7	36,3	17,7	-
				56,1	53,6	54,7	44,2	15,3	1,5	33,5

чается от рудной части добываемой руды и глубокое обогащение её, а тем более металлургический передел технико-экономически безусловно невыгоден. Что же касается промежуточных сростков (скарнов), то они несомненно должны быть подвергнуты глубокому обогащению и дальнейшему переделу. Удаление их в отходы на многих действующих сейчас предприятиях связано с несовершенством методик изучения вещественного и технологического состава руд, применявшихся до настоящего времени, и недостаточными возможностями общественного производства. Таким образом, согласно сростковому составу (см. рис. I, б, в, г), предельные потери маг-

нетита в отходы обогащения дробильно-обогажительных фабрик должны составлять (%): Тейское месторождение 1,0+2,0; Шерегешевское 5,0+6,0; Казское 2,5+3,0; Таштагольское 1,5+2,0.

С целью выделения геолого-технологических типов и групп руд на геологической основе предлагается следующая методика ведения работ для железорудных месторождений.

1. На стадии эксплуатационной разведки проходятся скважины колонкового бурения по принятой сетке.

2. Из каждой скважины отбирается малообъемная представительная проба, которая подвергается сухому магнитному анализу.

3. По данным анализа строятся графики сросткового состава, по которым определяют технологические типы и группы руд, а также устанавливается ожидаемое в промышленных условиях качество концентрата и отходов производства.

4. По установленному технологическому типу и ожидаемому качеству концентрата выделяются контуры технологических типов руд на геологической основе.

При ведении эксплуатационных работ в пределах одной технологической группы необходимо определение долевого участия каждого типа руд, которое рассчитывается путем решения системы уравнений:

$$\begin{cases} ax + by + cz + \dots = mn \\ x + y + z + \dots = m, \end{cases}$$

где  $x, y, z$  - объемы добычи различных типов руд за расчетный период (неделя, месяц, квартал, год);  $m$  - общий объем добычи;  $a, b, c$  - среднее содержание полезных или вредных составляющих в эксплуатируемом блоке;  $n$  - базовое содержание полезного или вредного составляющего, которое необходимо выдерживать постоянно при добыче.

Переработка руд, относящихся к разным технологическим группам, должна осуществляться на различных потоках, в различных режимах. Смешивание таких руд будет приводить к необоснованным потерям магнетитового железа в отходы обогащения.

УДК 551.24 (235.222)

ДИНАМИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ КАТУНСКОГО ВYSTУПА ГОРНОГО АЛТАЯ / Беляев С.Ю. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО АН СССР, 1991. - С. 7-15. ✓

На территории Катунского выступа выделено пять вещественных комплексов. На основании анализа взаимоотношений между ними, типизации разрывных границ предложена модель формирования современной структуры выступа.

Выяснено, что современная структура Катунского выступа сформировалась в общих чертах в результате двух этапов тектонических движений: сжатие и надвигообразование вдоль оси прогиба (с северо-запада на юго-восток), а затем сжатие и надвигообразование поперек прогиба (с северо-востока на юго-запад).

Ил. 2, библи. 9 назв.

УДК 551.24 (235.222)

СКЛАДЧАТЫЕ ПОКРОВНО-ЧЕШУЙЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ КУРАЙСКОГО ХРЕБТА ГОРНОГО АЛТАЯ / Буслов М.М., Кунгурцев Л.В. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО АН СССР, 1991. - С. 15-22. ✓

Дана характеристика додевонской деформированной покровно-чешуйчатой структуры Курайского хребта, образованной покровами и пластинами метаморфических и туфогенно-песчано-сланцевых пород, перекрывающих через серпентинитовые сланцы и меланжи чешуйчатую структуру из венд-среднекембрийских офиолитов и турбидитов.

Ил. 2, библи. 5 назв.

УЛУС-ЧЕРГИНСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАН (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) / Соколов В.В., Юдин И.В. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО АН СССР, 1991. -С. 22-27.

Детально описано строение стратовулкана на западном фланге Катунской вулканической зоны, предложена схема его развития. Обоснована возможность образования резких структурных несогласий без участия процессов складкообразования.

Ил. 2, библи. 3 назв.

УДК 552.321:550.4(235.222)

ПОРОДЫ БОНИНИТОВОЙ СЕРИИ В ОФИОЛИТАХ КУРАЙСКОГО ХРЕБТА / Симонов В.А. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. - Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО АН СССР, 1991. -С. 27-32.

Изложены результаты исследования состава пород бонинитовой серии в эффузивной части раннекембрийских офиолитов южного склона Курайского хребта на Горном Алтае. Приведены результаты сравнения этих пород с аналогичными образованиями западной части Тихоокеанского региона и данные термобарогеохимических исследований высокотемпературных газов в бонинитах.

Табл. 2, библи. 9 назв.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ДОКЕМБРИЙСКОГО И КЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ / Гусев Н.И. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО АН СССР, 1991.-С. 32-55.

На большом объеме силикатных (более 180) и рентгеноспектральных анализов реконструированы геодинамические режимы ископаемой зоны палеосубдукции (Курайская зона) с фрагментами океанической литосферы. Формирование вулканической серии толеитового, субщелочного и шшонитового ряда происходило в режиме вулканических поднятий на коре океанического типа. Вулканическое обрамление Восточно-Алтайской структурно-формационной зоны представляет собой островодужную ассоциацию. Андезитоидный вулканогенно-олигостромовый комплекс (курайская свита) сформировался в режиме краевого бассейна в области сжатия.

Ил. 2, табл. 4, библи. 23 назв.

ФРАГМЕНТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВДУЖНОЙ СИСТЕМЫ В КУРАЙСКОМ ХРЕБТЕ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) / Кузнецов П.П., Куренков С.А., Милеев В.С., Самыгин С.Г., Симонов В.А. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО АН СССР, 1991.-С. 55-82.

Впервые для юго-восточной части Горного Алтая реконструирован латеральный ряд формационных комплексов, образовавшихся в разных седиментационных зонах. Установлены направления тектонического транспорта и предложена схема структурной эволюции. В пределах региона реконструируется островодужная система энсиматического типа, обращенная своим фронтом в современных координатах на юго-запад. Центральная часть выделяемой островной дуги представлена вулканитами андезит-бонинитовой серии.

Ил. 10, табл. 1, библи. 12 назв.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ОРУДЕНЕНИЕ КУЗНЕЦКО-ГОРНОАЛТАЙСКОГО СЕГМЕНТА КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКО-СЕВЕРОСЯЙНСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ / Кунгуршев Л.В. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО АН СССР, 1991. -С. 82-106.

В развитии Кузнецко-Горноалтайского сегмента палеоостроводужной системы выделено шесть стадий, которые овеществляют соответствующие им палеогеодинамические комплексы - океанический (верхний рифей), глыбового хребта (верхний рифей - венд), раннеостроводужный (ранний кембрий), зрелой островной дуги (средний кембрий), окраинно-континентальный (поздний кембрий - ордовик) и коллизионный (поздний ордовик - силур). Показана связь наблюдаемой-металлогенической зональности с выделенными комплексами.

Ил. 7, библ. 34 назв.

УДК 552.321:552.11(235.36)

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ПИТ) / Бетхер О.В., Гончаренко А.И. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО АН СССР, 1991. -С. 106-129.

Установлено, что в формировании внутренней структуры ультрамафитов Инаглинского массива существенную роль играли процессы внутрикристаллического скольжения и синтетектонической рекристаллизации. Содержание фаялитового компонента в оливинах возрастает синхронно с увеличением степени деформации пород от центра к периферии массива. Выявленная тенденция противоположна установленной в массивах альпинотипных гипербазитов. Выделены три последовательно проявившиеся этапа деформации - доконсолидационный, синконсолидационный и постконсолидационный.

Ил. 10, табл. 4, библ. 31 назв.

ДЕФОРМАЦИОННАЯ СТРУКТУРА РАССЛОЕННОГО ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО  
ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ПЛУТОНА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) / Гертнер И.Ф.,  
Гончаренко А.И. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных  
зон Южной Сибири.-Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО АН СССР, 1991.  
-С. 129-138.

В породах изученного массива выявлено наличие линейных зон  
изоклинальной складчатости, фиксируемых пространственной ориен-  
тировкой оливина, возникшей в процессе синтетектонической рек-  
ристаллизации. Идентификация деформационной синметаморфической  
структуры в породах расслоенного комплекса позволяет подойти к  
оценке вклада динамометаморфизма в процессы петро- и рудо-  
генеза.

Ил. 2, библ. II назв.

УДК 552.1:552.323:551.734(571.15)

ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ НИЖНЕДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА КУРАЙСКОЙ  
ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ / Гусев Н.И., Бедарев Н.П. // Палеогеодинами-  
ка и формирование продуктивных зон Южной Сибири.-Новосибирск:  
Изд. ОИГГМ СО АН СССР, 1991.-С. 138-147.

Проведено петрографическое, петрохимическое и геохимическое  
изучение вулканогенно-осадочного комплекса пород, выделяемого в  
качестве талдыдурганской свиты нижнедевонского возраста.

Предполагается, что тектонический режим вулканизма соответ-  
ствовал условиям деструктивной континентальной окраины с локаль-  
ным растяжением земной коры и магматизмом рифтогенного типа.  
Нижнедевонская вулканическая эпоха рассматривается в качестве  
рудоподготовительного этапа при регенерации промышленного медно-  
серебряного оруденения в мезозойском этапе тектономагматической  
активизации.

Ил. 2, табл. I, библ. IO назв.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ, РАЗРАБАТЫВАЕМЫХ НПО "СИБРУДА" / Ганженко И.М., Пономарев А.В., Ащепков В.В. // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. - Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО АН СССР, 1991. - С. 147-160.

Дана характеристика геолого-морфологическим особенностям месторождений и их связи с технологическими свойствами руды при обогащении. Для технологического картирования при эксплуатационной разведке предложена методика изучения вещественного состава добываемых руд путем их сросткового анализа, в процессе которого получены ряды распределения сростков различного качества по содержанию магнетита для руд Тейского, Шерегешевского, Казского и Таштагольского месторождений. Результаты сросткового анализа позволяют определять по малообъемным пробам ожидаемое количество концентрата при обогащении и устанавливать предельно допустимые нормы потерь полезного минерала в отходы, а на основе этого делить добываемые руды при картировании по технологическим группам, требующим применения различных режимов обогащения.

Ил. 5, табл. 3.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Беляев С.Ю. Динамика осадконакопления и формирование структуры Катунского выступа Горного Алтая . . . . .	7
Буслов М.М., Кунгурцев Л.В. Складчатые покровно-чешуйчатые структуры Курайского хребта Горного Алтая . . . . .	15
Соколов В.В., Юдин И.В. Улус-Чергинский палеовулкан (Горный Алтай) . . . . .	22
Симонов В.А. Породы бонинитовой серии в офиолитах Курайского хребта . . . . .	27
Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая . . . . .	32
Кузнецов Ц.П., Куренков С.А., Милеев В.С., Самыгин С.Т. Симонов В.А. Фрагменты раннепалеозойской островодужной системы в Курайском хребте (Горный Алтай) . . . . .	55
Кунгурцев Л.В. Палеогеодинамические комплексы и оруденение Кузнецко-Горноалтайского сегмента Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеоостровной дуги . . . . .	82
Бетхер О.В., Гончаренко А.И. Петроструктурные особенности и условия формирования ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит) . . . . .	106
Гертнер И.Ф., Гончаренко А.И. Деформационная структура расслоенного габбро-гипербазитового Йокондовыренского плутона (Северное Прибайкалье). . . . .	129
Гусев Н.И., Бедарев Н.П. Петрология и металлогения нижнедевонского вулканизма Курайской зоны Горного Алтая . . . . .	138
Ганженко И.М., Пономарев А.В., Ащепков В.В. Геологотехнологические особенности железных руд месторождений, разрабатываемых НПО "Сибруда". . . . .	147
Рефераты . . . . .	161

Темат. план выпуска самостоят. изд.  
СО АН СССР на 1991 г., № 66

Научное издание

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА И ФОРМИРОВАНИЕ  
ПРОДУКТИВНЫХ ЗОН ЮЖНОЙ СИБИРИ

Ответственные редакторы

Вячеслав Васильевич Волков  
Петр Павлович Кузнецов

Утверждено к печати  
Объединенным институтом геологии, геофизики  
и минералогии СО АН СССР

Редактор З.В.Белоусова

Технический редактор О.М.Вараксина

---

Подписано к печати 08.07.91.  
Бумага 60x84/16. Печ.л.10.5. Уч.-изд.л.10.  
Тираж 350. Заказ 203. Цена 2 р.

---

Объединенный институт геологии, геофизики  
и минералогии СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.

