



**ПРОБЛЕМЫ
МАГМАТИЗМА
И
МЕТАМОРФИЗМА
Восточной Азии**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
BURYATIAN GEOLOGICAL INSTITUTE

PROBLEMS IN
OF METAMORPHISM
AND
METAMORPHISM
of the Earth's Crust

Edited by
Academy of Sciences of the USSR
Siberian Branch
Buryatian Geological Institute



ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
АКАДЕМИИ НАУК СССР
1981

PROBLEMS
OF MAGMATISM
AND
METAMORPHISM
of Eastern Asia

Editors-in-chief
member of Academy of the USSR N.L. Dobretsov,
doctor of Geology B.A. Litvinovsky



NOVOSIBIRSK
« N A U K A »
SIBERIAN BRANCH
1990

ПРОБЛЕМЫ
МАГМАТИЗМА
И
МЕТАМОРФИЗМА
Восточной Азии

5248
Ответственные редакторы
академик Н.Л. Добрецов,
доктор геолого-минералогических наук
Б.А. Литвиновский



НОВОСИБИРСК
« НАУКА »
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990



Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. - 166 с.

ISBN 5-02-002133-4.

Сборник подводит итог исследованиям Советской рабочей группы по Международному проекту № 224 "Доюрская геологическая эволюция Восточной Азии". Рассмотрены закономерности размещения офиолитов, их периодичность и типизация, характер связей офиолитовых и глаукофансланцевых поясов. Даны сводки по позднепалеозойскому гранитоидному магматизму и вулканизму ряда крупных областей: Казахстана, Алтая, Монголии, Забайкалья, Приморья и Колымско-Чукотской области. В сборник включены также статьи китайских геологов, посвященные характеристике глаукофансланцевых поясов территории КНР и пермско-триасовых гранитоидов Юго-Восточного Китая.

Книга представляет интерес для специалистов по магматической и региональной геологии, петрологии, метаморфизму, а также для преподавателей и студентов.

Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka, Sib. Branch, 1990. - 166 p.

This collection of papers sums up the explorations of the Soviet working group for the International Geological Correlation Programme Project 224 "Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia". The types and periodicity of ophiolite formations, regularities of their location and the character of relationships between the ophiolite and glaucophane schist belts are considered there. The summaries of the Late Paleozoic magmatism and volcanism in vast regions such as Kasakhstan, Altay, Mongolia, Transbaikalia, Soviet Far East and Kolymian-Tchukotian zone are given too. There are the papers of Chinese geologists devoted to discription of glaucophane belts in China and Permian-Triassis granitoids of South-East China in this book. It is of interest for the specialists in magmatic and regional geology, petrology, metamorphism and for the teachers and students.

Рецензенты

член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер

доктор геолого-минералогических наук Э.Г. Конников

Редакционная коллегия

академик Н.Л. Добрецов, доктор геолого-минералогических наук Б.А. Литвиновский, кандидат геолого-минералогических наук Е.В. Скляров

Утверждено к печати

Бурятским геологическим институтом СО АН СССР

П 1804000000-096
052(02)-90 381-90 II полугодие

© Издательство "Наука", 1990

ISBN 5-02-002133-4

Настоящий сборник подводит итог деятельности Советской рабочей группы по Международному проекту № 224 МПГК "Доюрская геологическая эволюция Восточной Азии". Исследованиями была охвачена значительная часть территории СССР: от Казахстана на западе до Колымско-Чукотской области на востоке. Работы велись по трем главным темам: офиолиты и тектоника; метаморфизм; пермско-триасовый гранитоидный магматизм и вулканизм Восточной Азии.

Авторы, естественно, не ставили перед собой задачу всесторонне осветить упомянутые темы; основной упор сделан на составление сводок по крупным регионам и обобщение этих данных. Сборник представляет по существу монографическую работу, в которой отражен современный уровень изученности обсуждаемых проблем магматизма и метаморфизма ряда областей, и на этой основе предприняты попытки геодинамического и петрогенетического анализа материалов для значительной части Центральной и Восточной Азии.

В открывающей сборник статье Н.Л. Добрецова, посвященной актуальным проблемам офиолитов и тектоники, содержатся новые обобщающие данные для значительной части Азиатского континента. В ней обосновываются оригинальные положения о типизации офиолитов, об их периодичности и характере соотношений во времени и в пространстве с другими тектоническими индикаторами, включая глаукофансланцевые пояса. Материалы по глаукофановым сланцам Китая, Южной Сибири и Северного Китая и отдельных районов Средней Азии интересны и как сводки, и как источники новых данных. Кроме того, они удачно дополняют некоторые положения, развиваемые Н.Л. Добрецовым.

Статья В.И. Кицула и В.И. Березкина об эволюции раннедокембрийского метаморфизма на примере Алданского щита освещает основные тенденции развития тектономагматических и метаморфических процессов на ранних стадиях развития Земли. В ней и следующей статье Н.Л. Добрецова и В.И. Кицула обосновывается существование трех типов древних блоков: гондванского, лавразийского, "тихоокеанского" (или неопределенного).

Серия статей по пермско-триасовому гранитоидному магматизму и кислому вулканизму Казахстана и Средней Азии, Алтае-Саянской области, Монголии и Забайкалья, Приморья, Северо-Востока СССР освещает позднепалеозойскую историю магматизма такой крупной планетарной структуры, как Центрально-Азиатский складчатый пояс, а также северо-восточной окраины Азии. Материалы, представленные в этих статьях, позволили реконструировать геодинамические режимы на огромных пространствах азиатской части СССР и выделить два крупных этапа тектонической перестройки ($C_3 - P_1$ и $P_2 - T_1$), которые почти синхронно проявились в областях с внутриконтинентальными, окраинно-континентальными, островодужными и окраинноморскими режимами. Однако характер магматизма и его масштабы в разных областях различались существенно. Из статьи китайских геологов Ван Дэзи и Лю Шаньси следует, что выделенные этапы магматизма были проявлены и в Юго-Восточном Китае, но они, ве-

роятно, были смещены во времени (поздняя пермь и вторая половина триаса).

Широкое развитие позднепалеозойских гранитоидных и вулканогенных серий, формировавшихся в периоды активизации каледонских и в завершающие этапы герцинских складчатых областей, заставляет обсудить вопрос о термодинамических и тектонических условиях генерации крупных объемов кислых расплавов. Это сделано в статье Б.А. Литвиновского, в которой обосновывается положение о вышлвлении магм кислого состава в нижних горизонтах утолщенной коры и в глубоко погруженных сиалических блоках в условиях аномально высоких температур и давлений.

Проблемы, обсуждаемые в настоящем сборнике, еще во многом дискуссионны, требуется много усилий для их разрешения. Понимая это, авторы тем не менее надеются, что результаты их исследований в какой-то мере будут способствовать успешному познанию процессов, обуславливающих магматическую деятельность и метаморфические преобразования пород.

Редколлегия

ОФИОЛИТЫ И МЕТАМОРФИЗМ

Н.Л. Добрецов

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ, ЮЖНОЙ СИБИРИ И СЕВЕРНОГО КИТАЯ

Синтез и анализ данных по геологии и тектонике Центрально-Азиатской складчатой области, расположенной между четырьмя платформенными плитами (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Китайской и Таримской), проводились неоднократно с позиций классической геосинклинальной теории. В последние годы происходит пересмотр этих данных уже с позиций мобилизма и тектоники плит /Тектоника. . ., 1980; Li, 1987; Zhang et al., 1986; Пейве и др., 1986; Добрецов, 1986; Адамия и др., 1986; Дергунов и др., 1986/. В то же время сохраняются либо фиксистские построения и реконструкции, либо умеренномобилистские, связанные с рифтогенезом и локальной деструкцией континентальной коры. Критерием различия моделей может послужить оценка роли и тектонической позиции офиолитовых и глаукофансланцевых комплексов в складчатых областях. Глаукофановым сланцам будут посвящены специальные статьи в настоящем сборнике. Здесь же мы остановимся главным образом на доюрских офиолитовых поясах Восточной Азии и проблемах тектоники, с ними связанных, а также на некоторых общих вопросах аккреционной тектоники и важнейших ее показателей. При этом будут использованы главным образом материалы по Южной Сибири и Монголии с привлечением данных по Северному Китаю, Корею и Приморью.

С мобилистской точки зрения Азия – крупнейший континент Земли – представляет собой "коллаг" из многих плит, который возник в результате последовательной аккреции в течение палеозоя и окончательно оформился как мегаконтинент к концу триаса. Дальнейшая история Азии, которая не входит в круг исследований по Проекту 224, связана с взаимодействием возникшего Евразийского континента с океанами Тихим (на востоке) и Тетис (на юге), в результате чего возникли островные дуги на западе Тихого океана и Альпийско-Гималайский складчатый пояс, которые продолжают свое развитие. В кайнозойский этап произошло также присоединение к Азии Индийского микроконтинента и началось взаимодействие Азиатского континента с Индийским океаном.

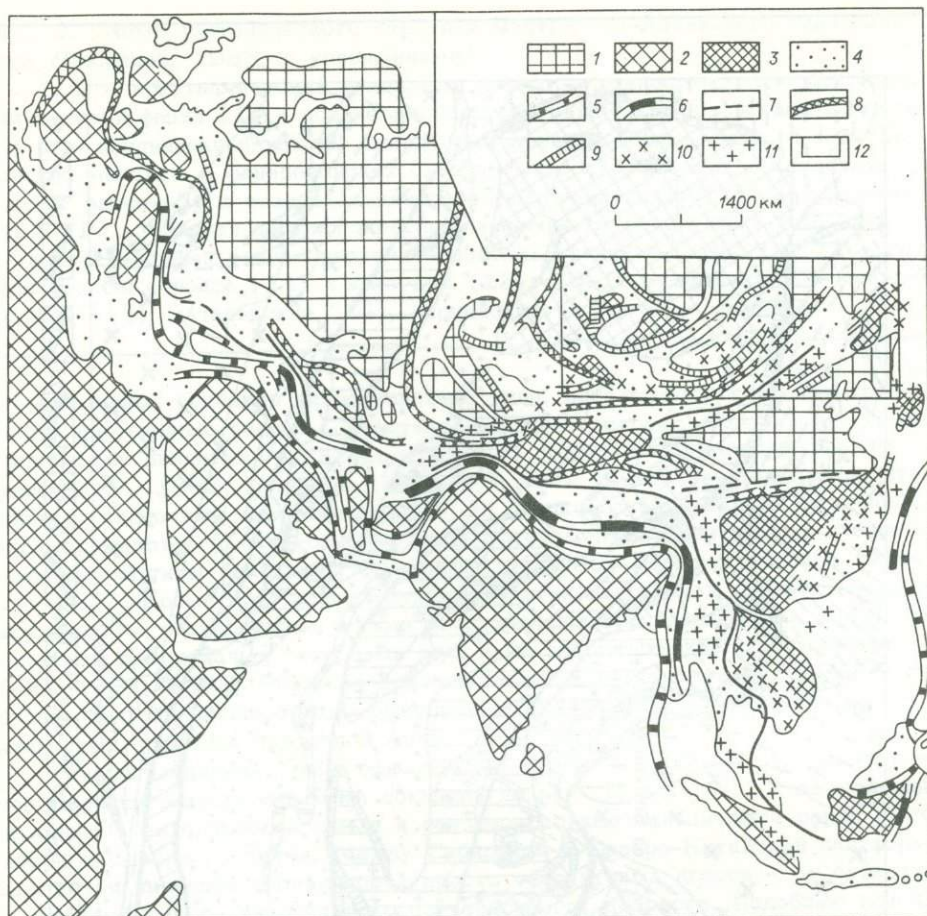
История палеозойской и раннемезозойской аккреции Азиатского континента рассмотрена на основе многочисленных палинпастических реконструкций, которые базируются прежде всего на палеомагнитных, а также некоторых геологических фактах /Зоненшайн и др., 1984; Zonenshain et al., 1985; Адамия и др., 1986; Lee, 1987; Sasajima, Maenaka, 1987/. В частности, Л.П. Зоненшайн с соавторами /1984/ широко используют данные по возрасту магматических поясов, трактуемых как след прохождения соответствующей плиты над "горячей точкой". Несмотря на приблизительный характер таких реконструкций, они хорошо демонстрируют, что плиты и микроплиты, максимально удаленные друг от друга в венде – кембрии, постепенно сближались, соединялись через аккреционные комплексы и к концу триаса образовали единый Азиатский континент.

Продолжение истории Тетиса после триаса /История... , 1987/, реконструированное на более детальной и достоверной основе, показывает реальность закрытия и почти полного исчезновения следов океанических пространств шириной в несколько тысяч километров. При этом выяснилось, что океанические пространства и активные окраины континентов, сопровождающиеся задуговыми малыми океаническими бассейнами, сочетаются с разветвленной системой рифтогенных структур на пассивных окраинах и на выклинивании океанических структур. Таким образом, рифтообразование и локальная деструкция континентальной коры – не альтернатива океаническим процессам, а предшествуют, сопровождают и завершают образование океанических структур.

Исходной позицией этого процесса можно считать создание Пангеи на рубеже рифея (т.е. около 1600 – 1700 млн лет назад). Согласно одной из последних таких реконструкций /Божко, 1986/, гондванская и лавразийская части Пангеи существенно различались по структуре и последующей эволюции, обуславливая формирование докембрийских ядер гондванского и лавразийского типов. В частности, уже к началу рифея в лавразийской части сформировались рифты и "геосинклинали" симатического типа, началось интенсивное ее раскалывание и растаскивание, и докембрийские блоки лавразийского типа не подвергались существенным эндогенным преобразованиям после рубежа 1700 млн лет, т.е. вели себя пассивно (за исключением части Сино-Корейского блока, о чем см. ниже). В гондванской части концентрировались энсиалические геосинклинальные зоны, кислые вулканоплутонические ассоциации, зоны тектономагматической активизации; подобные активные процессы преобразовывали блоки Гондваны до начала мезозоя, когда началось раскалывание Гондваны. Кроме того, с той или иной степенью условности выделяются континентальные блоки, оставшиеся в Панталассе. Соответственно этому среди докембрийских ядер плит, составляющих Азиатский коллаж, можно выделить блоки по крайней мере трех типов: лавразийского, гондванского и "тихоокеанского" /Адамия и др., 1986/ или "неопределенного генезиса" /Dobretsov et al., 1987/. Правда, отнесение конкретных блоков, особенно микроконтинентов, к одному из трех типов вызывает большие затруднения. В частности, Северо-Китайский блок по большинству признаков относится к лавразийскому типу, хотя другие исследователи /Адамия и др., 1986/ считают его тихоокеанским, а Южно-Китайский, Индо-Китайский, Таримский и Бурейнский блоки относятся либо к тихоокеанскому /Адамия и др., 1986/, либо к гондванскому или неопределенному типу /Dobretsov, Kitzul, 1988/. Эти вопросы должны решаться на основе детального сопоставления докембрийской (и особенно рифейской) истории и подробнее будут рассмотрены в двух статьях настоящего сборника (Н.Л. Добрецова и В.И. Кицула, В.И. Кицула и В.И. Березкина).

Подобные докембрийские блоки, или ядра плит, составляющих Азиатский коллаж (рис. 1), сочленяются аккреционными комплексами, которые могли формироваться в несколько стадий. Поэтому важно выделить важнейшие аккреционные сутуры, фиксирующие сочленение блоков в определенные стадии аккреции, совпадающие, как правило, с важнейшими тектоническими фазами.

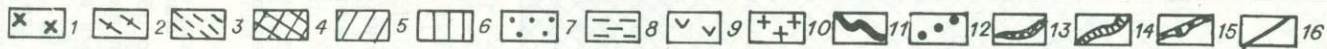
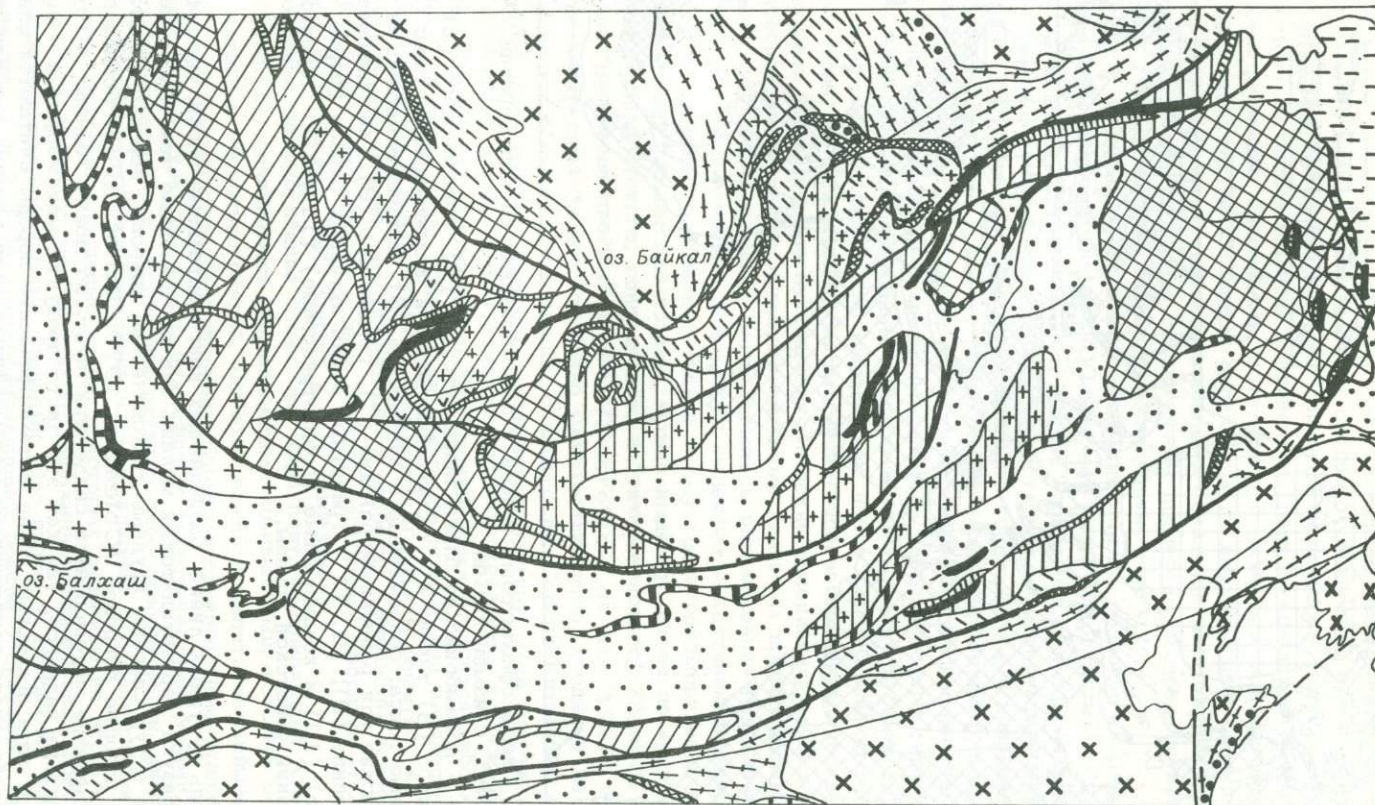
Такие аккреционные сутуры фиксируются либо офиолитовыми, либо глаукофансланцевыми поясами. Последние часто совпадают с офиолитовыми поясами, но есть глаукофансланцевые пояса, в которых офиолиты не играют существенной роли, и наоборот, многие хорошо выраженные офиолитовые пояса не сопровождаются глаукофановыми сланцами. Это видно, в частности, при сопоставлении рис. 1 и 2. Роль глаукофансланцевых поясов обсуждается ниже в отдельных статьях (Е.В. Складорова и Н.Л. Добрецова, Дун Шеньбао, Г.Г. Дук), а сейчас мы перейдем к характеристике разнотипных и разновозрастных офиолитовых поясов.



Р и с. 1. Схема офиолитовых поясов и докембрийских блоков Евразии /Адамия и др., 1986, с изменениями/.

1-3 - докембрийские блоки лавразийского (1), гондванского (2) и тихоокеанского (3) типов; 4 - складчатые области аккреционного типа; 5-9 - офиолитовые пояса: современные и альпийские (5), позднекиммерийские (6), индосинийские или раннекиммерийские (7), герцинские (8), каледонские и более древние (9); 10, 11 - гранитные серии активных окраин (пермь - ранний триас) (10) и коллизионные (позднетриасовые) (11); 12 - территория исследований советской группы.

Вдоль сутурных линий, разделяющих континентальные блоки, офиолиты часто образуют серпентинитовый меланж или расчлененные тектонические линзы, а вне сутур слагают крупные тектонические покровы, нередко с метаморфитами в подошве покровов /Coleman, 1970; Ernst, 1983; Богданов, 1986/. Наличие метаморфитов свидетельствует, по моему мнению, о глубинном характере надвигов, так как это часто продукты метаморфизма в зонах субдукции, хотя некоторые такие метаморфические породы считаются следствием своеобразного контактового метаморфизма ниже горячих пластин при очень быстром их "выдвигании" с глубин /Karamata, 1980/. В периферии



Р и с. 2. Схема тектонического строения Центрально-Азиатского складчатого пояса /Добрецов, 1986, с упрощениями/.

1, 2 - кристаллический фундамент платформ раннеархейского возраста, гранулитовой фации (1) и позднеархейского - раннепротерозойского возраста (2); 3 - позднедокембрийские складчатые области (байкалиды); 4 - докембрийские массивы в фанерозойских складчатых областях; 5-8 - складчатые области: ранне-(5) и позднекаледонские (6), герцинские (7), мезозойские (8); 9, 10 - области широкого распространения островодужных формаций (9) и коллизионных ранне-среднепалеозойских гранитов (10); 11, 12 - глаукофансланцевые пояса (11) и эклогиты (12); 13-15 - офиолитовые пояса байкальские (13), каледонские (14), герцинские (15); 16 - разломы.

нических зонах, особенно тихоокеанского типа, наблюдаются наиболее крупные и слабо нарушенные покровы, подстилаемые олистостромовыми или иными аккреционными призмами /Coleman, 1977; Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985; Богданов, 1986/. В таком случае это тектоногравитационные "сползания" или "наползания" на осадки глубоководного бассейна, например желоба. Соответственно выделяются межконтинентальный и перикокеанический типы аккреции /Тектоника. . ., 1980; Богданов, 1986; Пейве и др., 1986/. Кроме того, сами офиолиты в этих покровах и сутурах обнаруживают большое разнообразие и чаще представляют фрагменты коры окраинных морей или примитивных островных дуг, а не открытых океанов /Добрецов, 1980, 1981, 1986; Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/. Это создает большое разнообразие офиолитовых поясов, хорошо выраженное и в складчатых областях Восточной Азии.

Генерализованная схема офиолитовых (преимущественно сутурных) поясов Евразии разного возраста показана на рис. 1, а на рис. 2 даны детализированная тектоническая схема и разновозрастные офиолитовые пояса Южной Сибири и Северного Китая. Между Сибирской и Северо-Китайской платформами выделяется наиболее полная совокупность офиолитовых поясов - от байкальского (рифейского) до индосинийского (триасового) возраста. Подобные пояса, но более фрагментарно, выявляются также в обрамлении Южно-Китайского блока. Более молодые (позднекембрийские, юрские и альпийские, мел-палеогеновые) пояса распространены лишь в Альпийском поясе и тихоокеанском обрамлении. Считается /Хаин, 1979; Адамия и др., 1986; и др./, что большинство офиолитовых структур возникло при полном или частичном закрытии соответствующих океанических бассейнов - Япетуса и Палеоазиатского (каледонские пояса), Палеотетиса-I и Уральского (герцинские пояса), Палеотетиса-II и части окраинных морей Тихого океана (индосинийские пояса). В ряде случаев отмечается, что закрытию одних палеобассейнов отвечает открытие других океанических бассейнов /Адамия и др., 1986/. По другим представлениям, открытия и закрытия разных океанических бассейнов не происходит, а лишь путем спрединга, субдукции или аккреции обновляется океаническая кора тех же длительно существующих океанических бассейнов, в частности Палеоазиатского. Недостаточно учитывается также сложность строения океанических бассейнов (наличие окраинных морей, оперяющих рифтов, островных дуг разного типа, активных и пассивных окраин и т.д.).

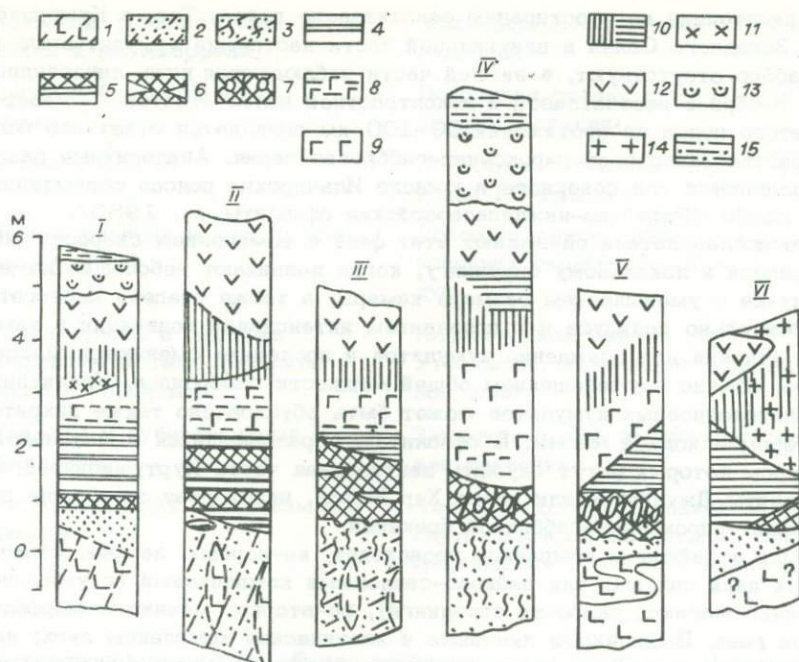
Чтобы разобраться в этих противоречиях и перейти к более точным реконструкциям, важно учесть, во-первых, разнообразие офиолитов и их эволюцию, фиксируемую в офиолитовых разрезах, во-вторых, другие ключевые геологические комплексы, фиксирующие разные геодинамические стадии и режимы. Опубликованных материалов достаточно для того, чтобы судить о разнообра-

зии обстановок нахождения древних офиолитов и в то же время об общности условий и времени их образования, прослеживающихся в большинстве складчатых областей Центральной Азии.

Прежде всего отметим, что почти во всех районах присутствуют полные разрезы офиолитов, которые рассматриваются как соответствующие классическому разрезу океанической коры /Пейве, 1969; Coleman, 1977; Добрецов, 1980/ и включающие тектонизированные перидотиты (или серпентиниты), кумулятивные полосчатые (нижние) и массивные (верхние) габбро, дайковый (или дайковосилловый) комплекс и пиллоу-лавы с кремнистыми или углисто-глинистыми осадками. Это прежде всего Хантайширский и Баянхонгорский массивы в Монголии, массивы Ильчирского пояса в Восточном Саяне и Куртушибинского пояса в Западном Саяне /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/, пояс Лаба-Таньбая в Китайской Джунгарии /Zhu et al., 1983, 1987/, пояса Ондор Сум - Хар Морон и Солоншань - Хегеньшань во Внутренней Монголии в Китае /Cao et al., 1986; Li, 1987/, Чарский пояс в Восточном Казахстане /Ермолов и др., 1981/. Все названные примеры представляют океаническую литосферу Палеоазиатского океана, причем первые четыре района расположены в окраинных частях этого океана, примыкавших к Сибирскому палеоконтиненту, а пояса Внутренней Монголии примыкают к окраине Китайской платформы. В целом они свидетельствуют о том, что выявленные разрезы офиолитов соответствуют не литосфере больших океанов, а их окраинным частям, включая преддуговые бассейны, интрадуговые рифты, окраинные и средиземноморские (рифтогенные) моря /Петрология. . ., 1977; Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/. Только пояса в центральной части палеозойд между Сибирской и Северо-Китайской платформами (например, Солоншань - Хегеньшань и Солонкерская зона в Монголии, пояс Хар Морон) ближе соответствуют разрезам срединноокеанических хребтов.

Переходя к внутренним особенностям строения и петрологии офиолитов, отметим прежде всего вариации строения и состава отдельных членов офиолитового разреза (рис. 3). В большинстве случаев ультраосновная (реститовая) часть разреза офиолитов представлена преимущественно дунит-гарцбургитовым комплексом, характерным для окраинноморских и островодужных комплексов. Отдельно надо выделить большие массивы дунитов, окруженные ореолом жил дунитов, пироксенитов и габбро. Гораздо реже встречаются лерцолитовые комплексы в основании офиолитового разреза, сопоставимые с таковыми в срединноокеанических хребтах, например в комплексе Хегеньшань /Cao et al., 1986/. Все эти случаи, по представлениям автора настоящей статьи, отвечают трем разным моделям извлечения расплавов и рестирования верхней мантии /Добрецов, 1980/.

Для переходной зоны также можно предположить несколько вариантов состава и строения /Петрология. . ., 1977; Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985; Кузьмин, 1985; и др./: дунит-верлитовая зона (с кумулятивными дунитами и хромититами), когда переход к подстилающим деформированным дунитам - гарцбургитам становится неотчетливым и устанавливается преимущественно по структурным данным (например, южный Ильчирский пояс Восточного Саяна); верлит-троктолитовая кумулятивная зона с резкими, иногда реакционными контактами (Нурали и Крака на Урале, Баянхонгорский пояс в Монголии); пироксенитовая реакционная зона в двух вариантах (а - прожилково-брекчиевидная дунит-верлит-пироксенитовая с ксенолитами дунитов - гарцбургитов, реакционными каймами, многочисленными жилами пироксенитов и габбро (Куртушибинский пояс Западного Саяна, северный Ильчирский пояс Восточного Саяна и др.); б - однородная пироксенитовая (вебстеритовая) с отдельными реакционными



Р и с. 3. Главные типы и примеры офиолитовых разрезов.

I – Троодос, Кипр и Крака, Юж. Урал; II – Войкарский и Хабаровский (Урал); III – Вуринос, Греция и Дунжугур (Вост. Саян); IV – Ньюфаундленд и Куртушибин (Зап. Саян); V – Тринити, Кламат и Ильчирский (Вост. Саян); VI – Тихаша-Азир (Красное море); Байкало-Муйский. 1-3 – реститовые ультрабазиты: преимущественно лерцолиты (1), гарцбургиты и дуниты (2), то же, с жилами пироксенитов (3); 4-7 – породы переходной зоны: полосчатые верлиты-троктолиты (4), полосчатые хромититы, верлиты и вебстериты (5), линзовиднополосчатые верлиты и пироксениты (6), жильнобрекчиевидные дуниты, верлиты, пироксениты (7); 8 – кумулятивные расслоенные габбро; 9 – массивные габбро; 10 – параллельные дайки и силлы диабазов; 11 – трондьемиты; 12 – базальтоиды; 13 – туфы; 14 – кислые и средние породы в дайках; 15 – осадки.

явлениями на контакте или переслаиванием вебстеритов и гарцбургитов (хангайский комплекс в Монголии).

На характере переходной зоны сказались, по-видимому, два обстоятельства: состав исходной магмы и степень равновесности ультрабазитового "фундамента" в контакте с расплавом. Первые два типа контактов отвечают пикритовой магме, третий – марианит-бонитовой или островодужно-толеитовой, как это устанавливается по составу даек и вулканитов. Реакционный характер контакта отражает степень разогретости фундамента и (или) состава магмы. Если фундамент уже остыл или начал просачиваться расплав, неравновесный с данным составом рестита, возникают реакционные соотношения.

Состав и строение габброидной части офиолитового разреза варьируют прежде всего за счет соотношения мощности кумулятов (нижних) и верхних габбро, а также степени ритмичности кумулятов, их состава, состава верхних габбро и наличия (или отсутствия) в них даек диабазов, тел и скоплений плагиогранитов. Доля кумулятов очень неустойчива и меняется в ряде случаев на

небольшом расстоянии по простиранию офиолитового пояса. Так, в Куртушибинском поясе Западного Саяна в центральной части настоящие кумулятивные полосчатые габбро отсутствуют, в нижней части наблюдаются лишь линзовидно-полосчатые габбро с неотчетливой и неконтрастной полосчатостью. В северной части этого пояса на протяжении 50-100 км появляется отчетливо полосчатая контрастная анортозит-пироксенит-габбровая серия. Аналогичные различия устанавливаются для северного и южного Ильчирских поясов обрамления Гарганской глыбы /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/.

Многие исследователи связывают этот факт с изменением скорости спрединга и перехода к локальному спредингу, когда возникают небольшие камеры. В любом случае с уменьшением размера камеры, а также степени перегретости магмы относительно солидуса и с появлением интенсивной конвекции в камере ухудшаются условия для осаждения кумулятов и последние сменяются массивными габбро, обычно с уменьшением общей мощности габброидов. Увеличение мощности ультраосновных кумулятов может быть обусловлено также пикритовым характером исходной магмы. В офиолитах, образовавшихся в маленькой камере, примером которых могут служить центральная часть Куртушибинского хребта, офиолиты Джунгарии или пояса Хар Морон, переходная зона чаще представлена верлит-пироксенит-габбровой брекчией.

Вариации в дайковом комплексе происходят, во-первых, за счет смены параллельных даек силами или дайково-силловыми комплексами (с уменьшением, как предполагают, скорости спрединга), во-вторых, меняются морфология и состав даек. Выделяются линейные и хаотические комплексы даек; наряду с океаническими толеитами присутствуют высокотитанистые диабазы и в ряде случаев - кислые дайки.

Состав даек обычно тесно коррелирует с составом вышележащих базальтов, в которых нередко обособляются ранние базальты в скринах между дайками, нижние и верхние пиллоу-лавы, разделенные, как правило, перерывом и сменой состава лав и ассоциирующих осадков. Судя по вариациям состава даек и смене состава разновозрастных пиллоу-лав, во многих случаях устанавливается довольно сложная эволюция офиолитового вулканизма. В поясе Солоншань - Хегеньшань ранние базальты и дайки близки к океаническим толеитам и сменяются базальтами типа примитивных островных дуг /Cao et al., 1986/. В Куртушибинском поясе Восточного Саяна к этим двум типам базальтов присоединяются высокотитанистые и железистые базальты, характерные для океанических островов или окраинных морей. Наиболее сложные тренды эволюции устанавливаются в офиолитах, характеризующих кору окраинных морей и ограничивающих островных дуг /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/. Например, в Джунгурском массиве Ильчирского пояса ранние базальты (в скринах) толеитового типа сменяются андезитобазальтами и андезитами островодужного типа, затем марианит-бонинитовой ассоциацией, характерной для примитивных островных дуг, и затем вновь толеитами с повышенной титанистостью и железистостью, характерными для окраинных морей /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/.

Последовательность других ключевых комплексов, фиксирующих разные геодинамические стадии, требует некоторых дополнительных комментариев:

Индикаторные комплексы складчатых областей аккреционного типа /Добрецов, 1986/

Комплексы и их последовательность Тектоническая позиция и режим

1а. Офиолиты (магматическая стадия) Спрединг (задуговой, междуговой, в срединных хребтах)

16. Офиолиты (океанические деформации и метаморфизм)	Трансформные разломы или океаническая аккреция
2. Голубые (глаукофановые) сланцы	Последняя стадия субдукции и первая стадия обдукции
3а. Зеленые сланцы	Начальное утолщение коры и (или) изменение РТ-градиента
3б. Ранние надвиги и олистостромы (\pm флиш)	Доколлизийное сжатие и утолщение в условиях окраинного моря и островной дуги
4а. Складчатость и шарьяжи	Коллизийное сжатие
4б. Зональные метаморфические пояса и граниты	Утолщение, нагревание и плавление низов коры
5. Моеассы и субсеквентный вулканизм	Заключительные стадии орогении, блоковая тектоника
6. Постмолассовый вулканизм и граниты	Активная континентальная окраина или внутриплитный магматизм, связанный с мантийными струями и диапирами

Глаукофановые сланцы обычно трактуются как результат метаморфизма в зонах субдукции /Coleman, 1970; Ernst, 1983; и др./ Однако здесь они должны, как правило, исчезать бесследно и не выводиться обратно, т.е. могут сохраниться лишь при быстрой обдукции во время сжатия. Поэтому возраст глаукофановых сланцев — это возраст прекращения субдукции или возраст обдукции, т.е. в любом случае начальных этапов аккреции, который обычно совпадает с ранними тектоническими фазами /Добрецов, 1980, 1981; Богданов, Добрецов, 1987/. Эти процессы в тех же (реже) или в соседних (чаще) поясах периодически повторяются, отражая периодическое изменение скорости и (или) направления движения литосферных плит /Dobretsov et al., 1987/. Подробнее эти проблемы обсуждены в статьях о глаукофановых сланцах.

Исчезновение глаукофановых сланцев может быть связано также с наложением зеленосланцевого метаморфизма вследствие замедления субдукции и выравнивания РТ-градиентов. Но чаще зеленосланцевый метаморфизм проявляется независимо от глаукофансланцевого. Он тесно связан со сгуживанием фрагментов окраинноморской и островодужной коры и сопровождается интенсивной деформацией в отличие от раннего океанического этапа метаморфизма.

Причиной многих типов деформаций и метаморфизма являются крупные горизонтальные перемещения, которые по времени и, вероятно, по механизму их возникновения необходимо подразделить по крайней мере на два типа, коррелирующихся с названными выше двумя типами аккреции. Ранние покровы формируются с участием гравитационного оползания в морских условиях, одновременно с продолжающимся осадконакоплением и иногда вулканизмом. Они фиксируются регионально распространенными олистостромами и возникают в доколлизийную стадию. Внутриокеанические деформации и океанический метаморфизм предшествуют этому доколлизийному этапу или сопровождают его. На коллизийной стадии возникают синскладчатые надвиги и шарьяжи, сопровождаемые интенсивной деформацией пород, утолщением коры и, как следствие,

приводят к разномасштабному зональному метаморфизму в зонах скупивания, вплоть до плавления нижних частей утолщенной коры, и внедрению палингенных гранитов. Наибольшие масштабы метаморфизма и плавления достигаются при коллизии континентальных плит (микроплит) или последних с островными дугами.

Вследствие этого тектоническая позиция офиолитов разнообразна и может быть сведена к следующим типичным случаям.

1. Офиолитовые покровы надвинуты на кристаллические массивы и нередко облекают их (вследствие более позднего "всплывания" или диапиризма более легких масс кристаллических массивов). Сюда относятся, например, офиолиты обрамления Гарганской глыбы в Восточном Саяне. В подошве таких покровов могут содержаться пластины олистостромы, тектонически перемещенные с места своего формирования /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . . , 1985/.

2. Офиолиты подстилают древние кристаллические массивы, например в Байкало-Муйском офиолитовом поясе /Добрецов, 1983/. Кристаллические породы в контакте интенсивно милонитизированы, сами офиолиты обычно тектонически расчленены и метаморфизированы.

3. Офиолитовые покровы залегают на более молодых осадочных толщах, часто в виде синформ, обычно, но не всегда подстилаемых олистостромами или меланжево-олистостромовым комплексом. К ним относятся обрамление Окинского автохтона в Восточном Саяне /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . . , 1985/, Чарский пояс в Восточном Казахстане /Ермолов и др., 1981/, Баянхонгорский пояс в Монголии, Борусский пояс в Западном Саяне /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . . , 1985/; они могут быть сорваны вместе с подстилающей олистостромой и залежать среди более древних кристаллических пород, т.е. обнаруживают ситуацию, переходную к первому случаю.

4. Офиолиты (или, точнее, их разрозненные члены) целиком погружены в олистострому или меланжево-олистостромовую формацию. Они дают все переходы к третьему случаю (Западный Саян, Чарский пояс, Китайская Джунгария).

5. Серпентинитовый меланж или меланжево-олистостромовый комплекс с включениями глаукофановых сланцев и эклогитов (Чарский и Борусский пояса).

6. Покровы офиолитов с глаукофановыми сланцами (а) или амфиболитами - гранатовыми амфиболитами (б) в подошве.

Подобная типизация тектонической позиции подтверждается примерами из Западной Европы, Аппалачей, Альпийско-Средиземноморского пояса и лишь детализирует ранее опубликованные типизации /Богданов, 1986; Coleman, 1970, 1977; и др./.

Особая роль принадлежит постколлизийному магматизму и вулканизму, особенно в тех случаях, когда они проявляются после активного горообразования и накопления моласс. В советской литературе они длительное время относились к разным типам "активизации" или "переработки" ранее существовавших структур, причем фактически сюда причислялись все процессы, не укладывавшиеся в классическую геосинклиналиную схему. В настоящее время они объясняются либо наличием внутриконтинентальных рифтов, либо эволюцией активных континентальных окраин новообразованных океанических бассейнов, возможно, развившихся из рифтов, либо прохождением плиты над "горячей точкой". Критерии для разделения этих вариантов во многом неясны, поэтому при интерпретации одних и тех же материалов возникают альтернативные варианты /Занвилович и др., 1985; Гордиенко, 1987; Кузьмин, 1985/. Особенно это относится к пермско-триасовому периоду магматизма Восточной Азии, чему посвящены специальные статьи настоящего сборника (см., например, ст. Б.А. Литвиновского и Н.Л. Добрецова).

Использование всего комплекса указанных выше признаков приводит к более сложной, мозаичной схеме тектоники Южной Сибири, Монголии и Север-

ного Китая (см. рис. 2). По существу, каждый достаточно крупный участок складчатой структуры этого региона по совокупности названных признаков неповторим. Одновременно хорошо прослеживается общая закономерность, установленная для всех преобладающих складчатых областей аккреционного типа [Auboin, 1984; Пейве и др., 1986; Ichikawa, 1987]: складчатые области формируются на месте активных континентальных окраин путем сгущения фрагментов микроконтинентов, островных дуг, комплексов континентального склона, реликтов океанической и окраинноморской коры. Другими словами, общая или типовая их эволюция характеризуется переходом от зон растяжения и окраин западно-тихоокеанского типа (с окраинным и средиземными морями) к активным окраинам андийского типа и далее к орогенноскладчатым системам, в которых вновь могут возникать рифты и рассеянные зоны растяжения.

Конкретные примеры такой эволюции разновозрастных складчатых зон южного обрамления Сибирской платформы проиллюстрированы на рис. 4. При этом важно сопоставить имеющиеся данные о возрасте образования и надвигания (скупивания) офиолитов (см. таблицу). Эти возрасты устанавливаются по трем группам данных: изотопный возраст габбро, даек и пиллоу-лав; палеонтологический возраст осадков, переслаивающихся с самыми нижними пиллоу-лавами; возраст надвигания (скупивания) офиолитов устанавливается по возрасту олистостром или глаукофановых сланцев в подошве надвигаемых пластин, по возрасту ранних гранитоидов (обычно габброплагиогранитной серии), прорывающих покровы; и наконец, возраст молассовых отложений, перекрывающих гранитоиды и "запечатывающих" покровы:

5242
Сопоставление возрастов офиолитов и ассоциирующих глаукофановых сланцев Восточной Азии

Метаморфические комплексы и их локализация	Офиолиты
1	2
1. 220±8 (п-ов Тайгонос (ГЗ), Сангун II, Япония (ГЗ))	Пояс Раохэ, Сев.-Зап. Китай, Сихотэ-Алинь
2. 250±10 (Сангун I, Япония (ГЗ) Бирма (ГЗ), обрамление Буреинского массива)	265-310 (горы Клатат, Бирма)
3. 300±10 (Вост. Абукума (ГЗ), Оми II и Сангун, Япония)	300-350 (Солоншань - Хегеньшань, Юж. Тянь-Шань)
4. 330±10 (Оми I, Япония (Г), Пенжинский, Камчатка (Г), Алазея, Колыма (Г))	336-375 (Маизуру, Япония), 350-400 (Чарский, Вост. Казахстан), 360-400 (Мугоджары, Урал, Солонкерская зона, Монголия)
5. 400±10 (Максютовский II, Урал (ГЗ), Сев. Урал II (ГЗ), Маши-Сай, Юж. Тянь-Шань, Северный Тарим (ГЗ))	430-460 (Хар Морон, Китай), 440-460 (Китайская Джунгария, Тринити, Клатат)
6. 460±20 (Полярный Урал I (Г), Юж. Тянь-Шань (Г), Наньшан, Китай (Г), Скукум, Клатат (Г))	450-520 (Пенжинский, Камчатка) ~ 500 (Сьерра-Невада)



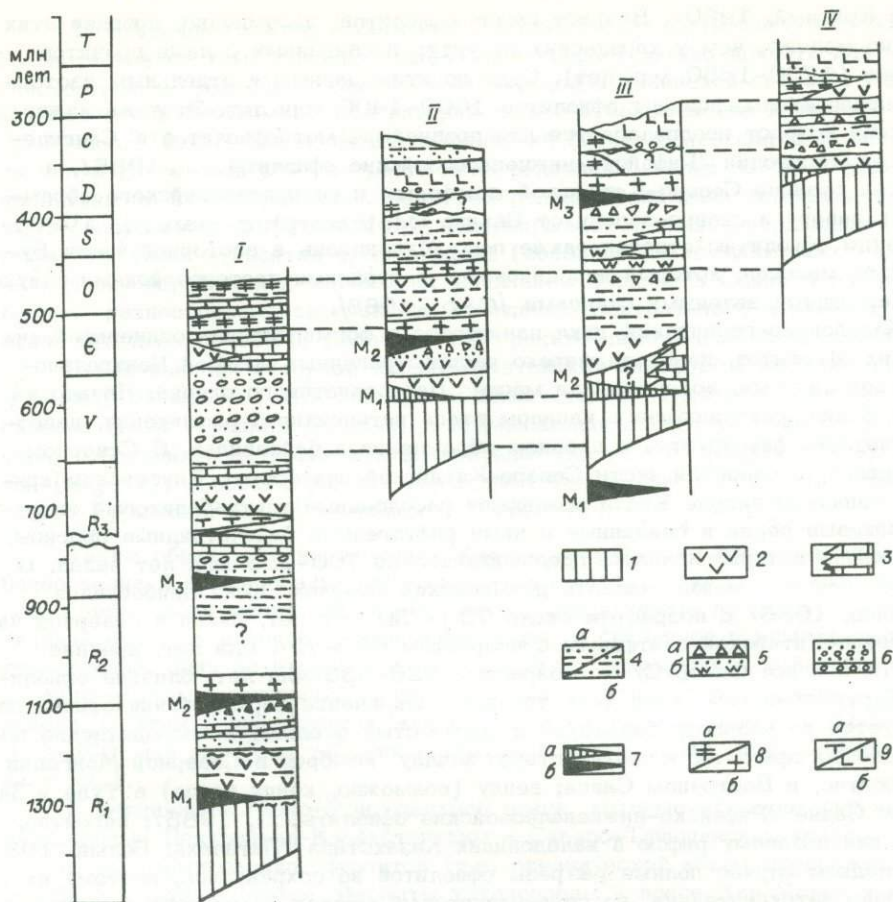
1	2
7. 520±20 (Куртушибин, Зап. Саян, Тукурингра, Амур)	580-640 (Куртушибин, Зап. Саян), 550-600 (Хантайшир, Монголия), 510 (Вост. Саян, Ондор Сум, Китай)
8. 640±20 (Борусский, Зап. Саян (ГЗ, ГЭ), Уймонский, Алтай (Г), Окинский, Вост. Саян (ГЗ), Моталафиела, Шпицберген (ГЭ), Хубэй, Китай (ГЭ))	685-750 (Ондор Сум, Китай)
9. 1100±20 (Максютовский I, Урал; Даби, КНР; Атбаши, Тянь-Шань)	1400-1600 (Байкало-Муйский, Му-данцэань, Буреинский массивы)

Примечание. Г - глаукофановые сланцы, ГЗ - глаукофан-зеленосланцевые и ГЭ - экологит-глаукофансланцевые комплексы.

Анализ этих данных, систематизированных для Палеоазиатского океана (см. таблицу и рис. 4), позволяет сделать вывод о дискретности и определенной синхронности процессов формирования офиолитов и их скучивания в различных, даже сильно удаленных районах (см. рис. 2 и 4). В первом приближении выделяются пять эпох формирования офиолитов, фиксирующих основные стадии раскрытия названного океана: ранний рифей (1,6-1,4 млрд лет); венд, или поздний рифей - ранний кембрий (700-550 млн лет); поздний ордовик - ранний девон (450-360 млн лет); поздний девон - ранний карбон (300-350 млн лет); в Монголо-Охотской ветви и обрамлении Буреинского массива установлены пермско-триасовые офиолиты (250-220 млн лет). Наиболее четко в всех океанах прослеживаются вторая и третья стадии. Эти эпохи разделяют главные стадии скучивания, примерно совпадающие с давно известными крупными эпохами складчатости: гренвильской (1100-1200 млн лет); дальсландской (750-700 млн лет); салаирской (около 550-510 млн лет); ранне- (около 470-450 млн лет) и позднекаледонской (около 410-390 млн лет); герцинской (около 300-330 млн лет). Для всех этих этапов известны олистостромы, и для большинства из них - глаукофановые сланцы (см. таблицу и рис. 2), но пространственно олистостромы и глаукофановые сланцы разобщены и обычно проявляются в разных поясах (см. рис. 1 и 2).

На этой основе рассмотрим историю Палеоазиатского океана и его обрамления. В ней часто обособляются два цикла - рифейский (байкальский) и палеозойский (каледонско-герцинский). Рифейский цикл проявился наиболее полно в зонах, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе (Сев. Прибайкалье, Енисейский кряж, Таймыр), и местами в северном обрамлении Северо-Китайской платформы (см. рис. 2). Отдельные фрагменты и проявления тех же событий устанавливаются в блоках или чешуях фундамента внутри палеозойских структур (Сев. Монголия, Вост. Саян). Началом этого цикла можно считать формирование офиолитов, возраст которых примерно соответствует нижнему рифею.

Относительно полные разрезы, включающие ультрабазиты, габбро, дайковый комплекс и пиллоу-лавы, устанавливаются в отдельных частях Байкало-Муйского офиолитового пояса /Добрецов, 1980, 1983/. С ними ассоциируется олистострома среднерифейского возраста, входящая в состав олокитской серии и содер-



Р и с. 4. Последовательность важнейших событий в разнотипных складчатых областях Южной Сибири (I – Северное Прибайкалье (байкалиды), II – Западный Саян (ранние каледониды), III – Юго-Восточный Саян (каледониды), IV – Чарский пояс (герциниды).

1-6 – возрастные интервалы формирования: 1 – офиолитов, 2, 3 – островодужных (2) и карбонатных (3) формаций, 4 – терригенных (а), в том числе флишеоидных (б) формаций, 5 – кремнисто-терригенных (а) и олистостромовых формаций (б), 6 – терригенных моласс; 7 – эпохи метаморфизма: зонального сланцево-гнейсового (а) и глаукофансланцевого (б); 8 – гранитов коллизионных (а) и постколлизионных (б); 9 – внутриплитного магматизма: расслоенных интрузий (а) и наземных вулканитов (б).

жащая олистолиты всех членов офиолитовой ассоциации, а также обломки и чешуи древней (раннепротерозойской или архейской) гранулит-гнейсовой формации с эклогитоподобными породами или эклогитами /Добрецов, 1983/. Эта олистострома и ассоциирующие осадки подвергаются зональному дистен-силлиманитовому метаморфизму, с которым ассоциируются граниты муйского комплекса. Возраст метаморфизма и этих раннеорогенных гранитов, следующих, видимо, непосредственно за олистостромой, около 1200-1100 млн лет /Добрецов,

1983; Красный, 1980/. Возраст самих офиолитов, несомненно, древнее этих цифр, но моложе, чем у карельских структур и связанных с ними гранитов рапакиви (1700–1650 млн лет). Судя по этим данным и отдельным изотопным определениям, возраст офиолитов 1600–1400 млн лет. Этот же нижнерифейский возраст предполагается для древнейших метаофиолитов в Сангилене и Сев. Монголии /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/, а также на границе Северо-Китайской платформы и ее протерозойского обрамления к северу и северо-западу от Пекина /Metamorphic map. . ., 1986/. К древним офиолитам отнесен также пояс Муданцзань в восточной части Буреинского массива, который ассоциируется с древними протерозойскими глаукофансодержащими зелеными сланцами /Cao, 1988/.

Каледонско-герцинский цикл начинается с формирования позднерифейских – вендских офиолитов, наиболее широко распространенных во всей Центрально-Азиатской системе, возникшей на месте Палеоазиатского океана. Начало их формирования, совпадающее с началом этапа интенсивного расширения, наиболее отчетливо фиксируется в древнем обрамлении в байкалидах. В Северном Прибайкалье, в северной части Северо-Китайской платформы, Енисейском кряже, на западном склоне Урала возникают расслоенные ультрабазитовые интрузии, дайковые серии и связанные с ними рифтогенные базальтоидные прогибы, формирование которых началось предположительно 700–750 млн лет назад. В качестве примера можно назвать довыренский комплекс Сев. Прибайкалья /Конников, 1986/ с возрастом около 700–750 млн лет, дайки в северной части Северо-Китайской платформы с возрастом 685–754 млн лет, древние офиолиты в поясе Ондор Сум с возрастом 626–535 млн лет, близкие офиолиты в Куртушибинском поясе (см. таблицу). Окончание формирования офиолитов фиксируется по возрасту базальтов и кремнистых осадков, непосредственно перекрывающих офиолиты, и соответствует началу кембрия в Северной Монголии и, вероятно, в Восточном Саяне; венду (возможно, концу венда) в Туве и Западном Саяне /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/; вероятно, венду или позднему рифею в каледонидах Казахстана /Паталаха, Белый, 1981/. В последнем случае полные разрезы офиолитов не сохранились, поэтому их датировка затруднительна, но серпентинитовый меланж и меланжево-олистостромовые комплексы датируются кембрием или кемброордовиком /Паталаха, Белый, 1981/, т.е. ситуация здесь весьма сходна с Западным Саяном и Тувой, где присутствует меланжево-олистостромовый комплекс среднего кембрия.

Не исключено, что возраст верхней части офиолитов несколько удревняется с востока на запад, в этом же направлении изменяется возраст олистостром. В Восточном Саяне устанавливается несколько уровней олистостром, из них древнейшие – позднерифейские, самые молодые – раннедевонские. В Туве и Западном Саяне это офиолитокластовые олистостромы среднего кембрия, в Центральном Казахстане – вероятно, кембрия и ордовика (джаманшурукская свита). Остальные отложения (до позднего силура включительно) представлены здесь песчано-сланцевыми флишoidными отложениями, в которых в Центральном Казахстане отмечается повышенное количество конгломератов и “гравелилитобрекчий”. Непосредственно после ранних олистостром, в среднем – позднем кембрии формируется габброплагиогранитная формация (маинский и таннуольский комплексы в Западном Саяне и Туве, джидинский комплекс в одноименной зоне, некоторые комплексы Центрального Казахстана /Палеозойский гранитоидный магматизм. . ., 1981/. В поясе Ондор Сум – Хар Морон во Внутренней Монголии, по-видимому, совмещены венд-кембрийские (626–535 млн лет) и ордовикские офиолиты /Cao, 1988; Li, 1987/. Глаукофансланцевый метаморфизм в этих поясах датируется поздним кембрием или ордовиком /Hu, 1983; Cao, 1988/.

В Восточном Саяне и Северной Монголии олистостромы кембрийского возраста неизвестны. Условно ордовикский возраст можно принять для части олистостром в Восточном Саяне (в ильчирской и дибинской свитах). Но основная масса олистостром в этих районах, как и в большинстве каледонид мира /Добрецов, 1980/, имеет позднесилурийский (или в более широком интервале силур-раннедевонский) возраст. Непосредственно вслед за ними формировалась тоналит-плагиогранитная, реже габброплагиогранитная формация, которая имеет возраст около 400 млн лет и перекрывается средне-верхнедевонской молассой. Сюда относятся сумсунурский (холбинский) комплекс Восточного Саяна, большепорожский и ольховский комплексы Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, разнообразные силурийские комплексы Центрального и Южного Казахстана /Гордиенко, 1987; Палеозойский гранитоидный магматизм. . ., 1981/.

В каледонидах северной окраины Китайской платформы выделяются /Zhang et al., 1986/ четыре главные стадии: пассивная континентальная окраина (венд - ранний кембрий) и примыкающая одновозрастная океаническая кора; субдукция и активная континентальная окраина с гранитами и вулканитами (S_3-O); ; изостатические поднятия и накопление терригенных толщ (O_3-S_{1-2}); "механический" орогенез и складчатость ($S_3 - D_1$).

Таким образом, в каледонидах Урало-Монгольского пояса расширение палеоокеана и формирование офиолитов завершилось в венде - начале кембрия, после чего имели место два этапа сжатия, фиксируемые по олистостромам и складчатости, скучиванию и утолщению коры, и связанное с ними формирование гранитоидов: один во второй половине кембрия (возможно, с раннеордовикским дополнительным "импульсом"), второй в силуре или в конце силура - начале девона. С этим коррелируются возрасты глаукофановых сланцев 510-520 и 440-460 млн лет (см. таблицу и статью Е.В. Склярова, Н.Л. Добрецова в наст. сб.).

В герцинидах Урало-Монгольского пояса, которые образуют две ветви, разделенные Центрально-Казахстанским - Северо-Тяньшанским каледонским массивом, формирование офиолитов (т.е. океанической коры) продолжалось в ордовике - силуре (такие офиолиты установлены в поясе Хар Морон и в Китайской Джунгарии /Li, 1987; Zhu et al., 1987/) и окончилось в начале девона, т.е. примерно совпало со второй, позднекаледонской, фазой сжатия. Это фиксируется по силур-раннедевонскому (до среднего девона) возрасту океанических толеитов и кремнистых осадков в Чарском поясе, в Обь-Зайсанской ветви герцинид /Ермолов и др., 1983/, позднесилурийскому и раннедевонскому возрасту (в разных участках) этих же образований в Южном Тянь-Шане и на Южном Урале, раннедевонскому - в Южной Монголии /Добрецов, 1980; Гордиенко, 1987/. Правда, во всех этих случаях полные разрезы офиолитов редки и точная увязка с возрастом габброидных членов разреза невозможна, но по крайней мере одновозрастность лав и осадков с дайковым комплексом на Южном Урале и Тянь-Шане установлена /Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. . ., 1985/.

Наиболее молодые герцинские офиолиты установлены в комплексе Хегеньшань (пояса Солоншань - Хегеньшань). Здесь установлен полный разрез офиолитов, близкий к разрезу срединноокеанических хребтов, которые венчаются чередованием базальтов и кремнистых пород с фауной верхов девона - низов карбона /Cao et al., 1986/.

Обращает на себя внимание асимметричное строение Палеозойского океана, характерное и для Палеотетиса. Европейская и Китайско-Охотская окраины этого палеоокеана оставались активными до конца палеозоя, сгружены и усложнены сильнее, чем окраина Сибирской платформы, где располагаются широкие полосы

байкальских и каледонских структур, примерно параллельных друг другу (см. рис. 2).

Аналогичная ситуация существовала в палеозое в обрамлении Тихого океана. Для этого района характерна синхронность событий в таких отдаленных участках, как комплекс Тринити в Орегоне /Добрецов, 1980/, Пенжинский пояс в Корякии /Добрецов, 1974/, Алазейское плоскогорье Колымского массива и Оммулевские горы. Во всех трех случаях офиолиты раннекаледонские, что доказывается ордовикским возрастом перекрывающих осадков и возрастом в 450–500 млн лет пиллоу-лав и габбро. Однако олистостромы здесь появляются лишь в герцинское время – в девоне, раннем карбоне и поздней перми. С этими данными совпадают и возрасты глаукофановых сланцев (330–350 млн лет) в Пенжинском поясе и Краевом поясе Хида в Японии, в поясах Тринити и Сангун в Японии (220–250 млн лет) /Ichikawa, 1987; Komatsu, Suwa, 1986/. Характерно, что глаукофановые сланцы такого возраста в палеозоидах Центральной Азии отсутствуют.

Таким образом, в палеоокеанических структурах Восточной Азии преобладают рифейско-раннепалеозойские (доордовикские) офиолиты, что соответствует наибольшей ширине палеоокеана в это время. В герцинскую эпоху (ордовик – ранний карбон) формирование офиолитов происходило лишь в центральной (герцинской) части Палеоазиатского океана и в Палеопасифике. В эту эпоху древние офиолиты вовлекались в покров- и складкообразование, особенно на границе раннего и среднего карбона.

Из всего сказанного выше следует, насколько разнообразны в Восточной Азии офиолиты по составу, внутреннему строению, возрасту и тектоническому положению. Впервые разнотипность офиолитов и их соответствие разным геодинамическим обстановкам были показаны еще в 1974–1975 годах /Добрецов, 1974; Петрология. . ., 1977/, причем разные исследователи независимо друг от друга выделили три сходных типа офиолитов, характерных для открытых океанов, фундамента дуг и задуговых (окраинноморских) бассейнов. Позже был выделен четвертый – рифтовый – тип, сходный с комплексом Тихама-Азир в Красном море /Добрецов, 1980/. В настоящее время на примере мезозойского Тетиса выделяется до шести-семи типов офиолитов, включающих, кроме названных выше, офиолиты, сформированные в обстановке срединноокеанического хребта вне и вблизи трансформного разлома, в зоне междугового спрединга и др. Фактически разнообразие офиолитов еще больше, поскольку каждый из пяти членов офиолитового разреза обнаруживает множество вариаций (см. рис. 3).

В заключение отметим, что подробное изучение офиолитов дает ключ к пониманию ранней (доколлизийной) стадии развития складчатых областей, при этом, как показывает наш опыт работ в Южной Сибири, офиолиты фиксируют чаще всего историю окраинных морей и островных дуг древних океанов.

Список литературы

- Адамия Ш.А., Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.Д. История формирования структуры Средиземноморского пояса в палеозое и раннем мезозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. – М.: Наука, 1986. – С. 93–108.
- Богданов Н.А. Тектоническое перемещение офиолитов и аккреционные призмы // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. – М.: Наука, 1986. – С. 166–172.

- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Синхронность тектонических процессов в океанах и на континентах // Изв. АН СССР. Сер. геол.- 1987. - № 11. - С. 43-52.
- Божко Н.А. Заложение и развитие подвижных поясов в позднем докембрии // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. - М.: Наука, 1986. - С. 187-195.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. - М.: Наука, 1987. - 239 с.
- Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. - М.: Наука, 1986. - С. 53-67.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 430 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 200 с.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. - М.: Недра, 1981. - 236 с.
- Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 29-35.
- Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. - М.: Наука, 1986. - С. 26-37.
- Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В. и др. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. - Алма-Ата: Наука, 1981. - С. 103-175.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. - М.: Наука, 1985. - 232 с.
- Зененшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В., Городничкий А.М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // Доклады / 27-й Международный геологический конгресс, Москва, 4-14 августа 1984 г. - М.: Наука, 1984. - Т. III. - С. 35-45.
- История океана Тетис. - М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. - 154 с.
- Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья // Петрология и рудообразование. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 217 с.
- Красный Л.Н. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. - Л.: Недра, 1980. - 110 с.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 200 с.
- Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса / Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.Н., Захаров А.А. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 318 с.
- Паталаха Е.И., Белый В.А. Офиолиты Итмуруды - Козыкской зоны // Офиолиты. - Алма-Ата: Наука, 1981. - С. 7-102.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. - 1969. - № 4. - С. 5-23.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. - М.: Наука, 1986. - С. 5-15.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов / Добрецов Н.Л., Молдавцев Ю.Е., Казак А.П. и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 218 с.
- Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 200 с.

- Тектоника Северной Евразии. - М.: Наука, 1980. - 223 с.
- Хаин В.Е. Об основных этапах офиолитообразования в истории Земли // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М.: Наука, 1979. - С. 147-158.
- Auboin J. From active continental margin to orogenic belts // Bull. Soc. Geol. France. - 1984. - V. 76. - P. 80-95.
- Cao Congzhou. The ophiolite belts of NE China // Abstr. 3 Inter. Symp. IGCP Project 224. - Beijing, 1988. - P. 9-10.
- Cao Congzhou, Yang Fanglin, Tien Ch., Yuan Chao. The ophiolite in Hegenshan district, Nei Mongol, and the position of the suture line between Sino-Korean and Siberian Plates // Contr. Project of Plate Tectonics in North China. - 1986. - N 1. - P. 64-82.
- Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // J. Geophys. Res. - 1970. - V. 76. - P. 1212-1222.
- Coleman R.G. Ophiolites. - Berlin - N.Y.: Springer Verlag, 1977. - 261 p.
- Dobretsov N.L., Coleman R.G., Liou J.G., Maruyama S. Blueschist metamorphism // Ophiolite. - 1987. - V. 12, N 3. - P. 445-456.
- Dobretsov N.L., Dook V.L., Kitzul V.I. Geotectonic evolution of the Precambrian of Siberian platform and comparison of the Early Precambrian complexes of the Eastern Asia // J. SE Asia Earth Sci. - 1988.
- Ernst W.G. Phanerozoic continental accretion and the metamorphic evolution of Northern and Central California // Tectonophysics. - 1983. - V. 100. - P. 287-320.
- Hu Xiao. Glaucophane scists and their geological nature in Nei Mongol // Contr. Project Plate Tectonics North China. - 1983. - N 1. - P. 230-241.
- Ichikawa K. Birth of Peri-Pacific belt in Eastern Asia // Abstr. Pacific 16th Sci. Congr., Seoul. - 1987. - V. 11. - P. 283.
- Karamata S. Metamorphism Beneath obducted ophiolite slabs // Ophiolites Proc. Inter. Ophiolite Symp., Cypres. - 1980. - P. 219-227.
- Komatsu M., Suwa K. Structure and tectonics of the Hada marginal belt and Hada Nappe, Central Japan // Report N 1 IGCP Project 224. - Osaka, 1986. - P. 13-15.
- Li Jinyi. Essential characteristics of early Paleozoic ophiolites to North of Xar Moron river, East Nei Mongol and their plate tectonic significance // Contr. Project of Plate Tect. North China. - 1987. - N 2. - P. 136-150.
- Lee Yianping. Paleomagnetism of Western China and the Southern Sierra Nevada: Ph.D.thesis. - Stanford University, 1987.
- Metamorphic map of China/Ed. by Dong Shenbao, Lu et al. - Beijing, 1986.
- Sasajima S., Maenaka K. A paleomagnetic aspects on the assemblance of East Asian fragmented continent // Report N 2 IGCP Project 224. - Osaka, 1987. - P. 139-150.
- Shao Ji'an. The Early Paleozoic ophiolites in Central Nei Mongol and its significance in revealing the evolution history

- of the crust // Contr. Project Plate Tect. North China. - 1986. - N 1. - P. 158-172.
- Zhang Yunping, Tang Kedong, Su Yangzheng. On caledonian movement in central Nei Mongol in the light of continental accretion // Contr. Project Plate Tect. North China. - 1986. - N 1. - P. 102-114.
- Zhu Baoqing, Feng Yimin, Ye Lianghe. Paleozoic ophiolite in West Junggar and their geological significance // Contr. Project Plate Tect. North China. - 1987. - N 2. - P. 19-28.
- Zhu Baoqing, Zhu Shen, Ren Youxiang, Wang Laisheng. The characteristics and origin of Middle Ordovician ophiolite in the West Junggar, Xinjiang // Contr. Project Plate Tect. North China. - 1983. - N 1. - P. 64-87.
- Zonenshine I.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V. Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. - 1985. - V. 74. - P.

В.И. Кицул, В.И. Березкин

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО ШИТА

В рамках Международного проекта 224 МПГК "Доюрская геологическая эволюция восточной континентальной окраины Азии" немаловажное значение придается также сравнительному изучению и корреляции эндогенных процессов (тектонических, магматических и метаморфических) докембрийских образований, широко распространенных в Восточной Азии /Report N 2, 1987; Report N 3, 1988; Abstract, 1988/. Задача такого изучения - выявить общие и отличительные особенности состава, строения и эволюции докембрийских блоков в различных геотектонических обстановках с целью разработки моделей становления и эволюции земной коры в докембрии /Dobretsov et al., 1988/.

В настоящей статье кратко излагаются новейшие результаты изучения раннедокембрийской земной коры Сибирской платформы на примере Алданского щита, признанного опорным для докембрия Восточной Сибири. Действительно, в пределах Алданского щита на огромной его территории распространены раннеархейские (а возможно, и катархейские), позднеархейские, ранне-, средне- и позднепротерозойские образования и проявлены все основные этапы докембрийской истории. Однако Алданский щит как структура ранней, эпикарельской, консолидации наибольший интерес представляет для изучения раннедокембрийской истории. Преобладающая часть площади кристаллического фундамента на Алданском щите сложена раннеархейскими гранулитогнейсовыми образованиями, выступающими в виде кратонизированных глыб и блоков, разделенных линейными зонами, заполненными либо верхнеархейскими и (или) нижне-, среднепротерозойскими образованиями, либо теми же раннеархейскими, испы-

тавшими позднеархейскую – нижнепротерозойскую структурно-метаморфическую переработку.

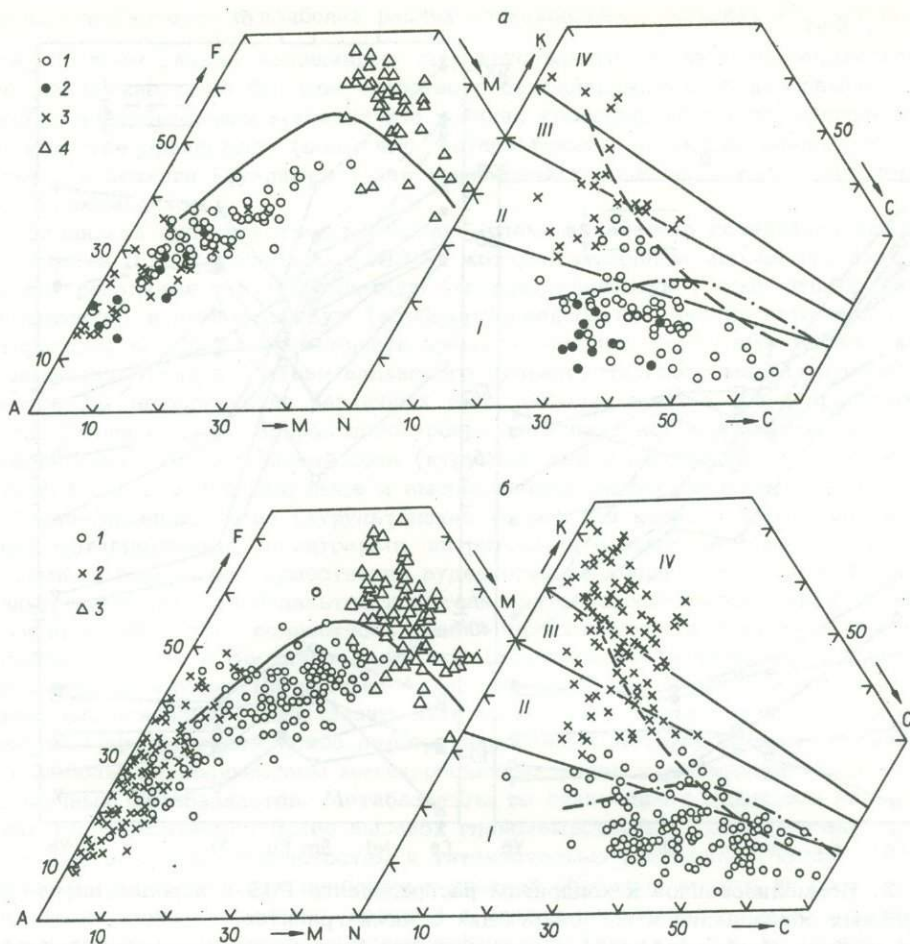
В принятой в настоящее время схеме тектонического районирования древних кратонов западная и восточная части Алданского щита могут рассматриваться в качестве аналогов гранит-зеленокаменных областей, а центральная его часть соответствует гранулитогнейсовым ареалам. Последняя подразделяется на западный, центральный, восточный и южный блоки или зоны, отличающиеся по формационному составу, морфологии складчатых структур, особенностям проявления магматизма и метаморфизма.

В результате применения новых критериев, принципов и методов изучения и анализа глубокометаморфизованных и сложноскладчатых образований установлено, что раннедокембрийская кора Алданского щита формировалась в течение более 1,5 млрд лет в результате последовательного проявления пяти циклов эндогенной активности: раннеархейских (I и II), позднеархейского (III) и раннепротерозойских (IV и V) /Ранний докембрий. . . , 1986/. Некоторые докембрийские события и стратиграфические подразделения, имеющие надежные радиометрические датировки, приведены в таблице.

В качестве раннеархейских (> 3,0 млрд лет) традиционно рассматривается алданский гранулитогнейсовый супракрупный мегакомплекс, а также вмещающие его гранито-, чарнокито- и эндербитогнейсы, отнесенные нами к инфракрупным образованиям. К последним причислены также биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы Олекминской гранит-зеленокаменной области.

Докембрийские события и стратиграфические подразделения Алданского щита и их радиометрический возраст

Событие	Стратиграфическое подразделение	Возраст, млрд лет
Ранний протерозой		
Отложение зрелых платформенных осадков	Угуйская серия	
Несогласие		
Деформации и метаморфизм (IV, V цикл)		1,8–2,0
Плутонизм	Внедрение габродиоритов унгринского комплекса	2,04
Вулканизм, седиментация	Удоканская серия	2,1
Поздний архей		
Деформации и метаморфизм (III цикл)		2,5–2,7
Вулканизм, седиментация	Олондинская серия	2,96
Ранний архей		
Деформации и метаморфизм (II, I цикл)		3,3
Вулканизм, седиментация	Алданский мегакомплекс	
Ранний вулканизм и плутонизм	Инфракрупный комплекс оснований	3,4–3,7

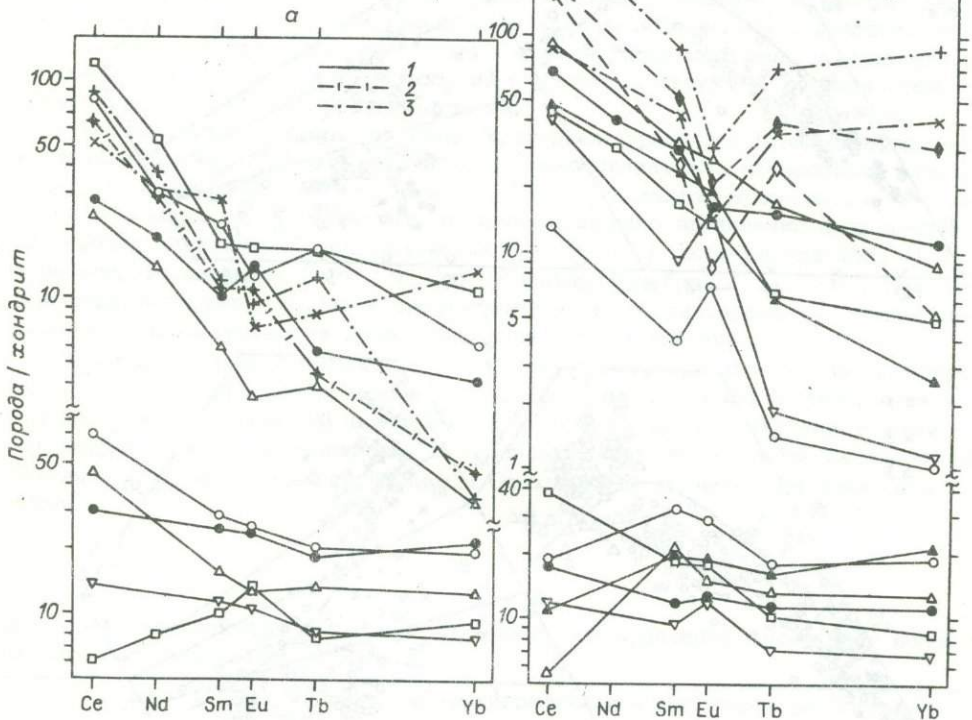


Р и с. 1. Диаграммы АФМ и НКС для пород инфракристалльных образований Олекминской гранит-зеленокаменной области (а) и алданского гранулитогнейсового комплекса (б).

А: 1 - олекминские серые плагиогнейсы; 2 - плагиогнейсы Усть-Олдонгинского массива; 3 - гнейсы и гранитогнейсы олекминского серогнейсового комплекса; 4 - основные кристаллосланцы и амфиболиты - включения в олекминских серых гнейсах.

Б: 1 - эндербиты и плагиогнейсы; 2 - чарнокито- и гранитогнейсы; 3 - основные кристаллосланцы и амфиболиты. А и Б. Сплошная линия - линия раздела толеитовой и известковощелочной серий по Ирвину и Барагару, пунктирная линия - известковощелочной тренд дифференциации, штрихпунктирная линия - тоналит-трондьемитовый тренд; I-IV - поля по Конди: I - тоналитов и трондьемитов, II - гранодиоритов, III - кварцевых монзонитов, IV - гранитов.

Петрографические и петрохимические особенности пород инфракристалльного комплекса характеризуют их как ортогнейсы, отвечающие по химическому составу кварцевым диоритам, тоналитам, трондьемитам и нормальным и субше-



Р и с. 2. Нормализованное к хондритам распределение РЗЭ в породах инфра-крупных образований и ассоциирующих с ними гранитов.

а: сверху серые гнейсы (1), плагинейсы Усть-Олдонгсинского массива (2) и граниты (3), внизу кристаллосланцы и амфиболиты.

б: сверху эндербиты (1), гранитогнейсы (2) и граниты (3), внизу основные кристаллосланцы и амфиболиты.

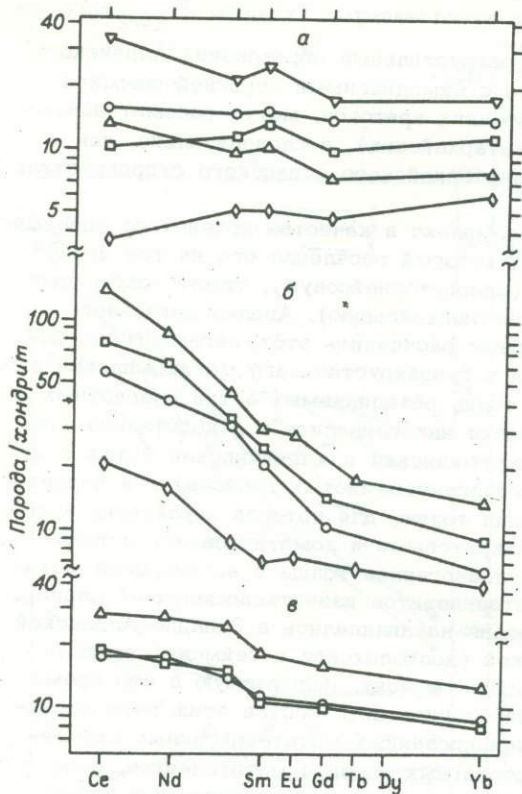
лочным гранитам. Ортогнейсы содержат включения основных кристаллосланцев и амфиболитов, отвечающих по составу толеитовым базальтам. Для тоналит-трондьемитовых составов устанавливается трондьемитовый тренд дифференциации (рис. 1). Основные кристаллосланцы и амфиболиты характеризуются плоским, а ортогнейсы - дифференцированным распределением РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ. При этом в эндербитогнейсах и олекминских плагинейсах иногда выявляется положительная европиевая аномалия, а в гранитогнейсах, как и в гранитах, отрицательная (рис. 2). Максимальные значения изотопного возраста цирконов из биотит-гиперстеновых плагинейсов тоналитового состава находятся в интервале 3,4-3,7 млрд лет ($U - Pb$ изохронный метод), а из олекминских биотитовых плагинейсов более 2930 млн лет по отношению $^{207}Pb / ^{206}Pb$ /Бибикова и др., 1986; Левченков и др., 1987/.

Древнейший геологический возраст тоналитовых гнейсов следует из залегания их в ядрах куполовидных и антиформных структур F_{3-4} цикла II, а также уча-

ствия их полосчатости в наиболее ранних изоклинальных складках F_{1-2} того же цикла. По всем данным выделенные инфракристалльные образования Алданского щита, обнаруживающие большое сходство с бимодальными серогнейсовыми и чарнокит-эндербитовыми комплексами древних кратонов, могут рассматриваться в качестве древнейших (возможно, катархейских), а следовательно, как комплекс основания (фундамент) для раннеархейского алданского супракристалльного мегакомплекса.

Алданский супракристалльный мегакомплекс в качестве архейского, впервые был выделен Д.С. Коржинским /1936/, который расчленил его на три литологически различные толщи: иенгскую (кварцитогнейсовую), тимптонскую (или чарнокитовую) и желтулинскую (карбонатногнейсовую). Анализ детального картирования позволяет в настоящее время расчленить этот мегакомплекс более детально. Нами в составе алданского супракристалльного мегакомплекса выделяется 10 литологически различных толщ, объединяемых в три возрастных уровня. Толщи нижнего возрастного уровня накапливались в относительно стабильной Центрально-Алданской зоне (курумканская и амедичинская толщ с характерной ассоциацией кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов) и в подвижной Южно-Алданской зоне (курультинская толща, для которой характерна ассоциация метаграувак с толеитовыми, пикритовыми и коматитовыми метабазалями, и зверевская существенно вулканогенная толща с ассоциацией метабазалятов, андезит-метабазалятов и метаандезитов известковощелочной серии). Толщи промежуточного возрастного уровня накапливались в Западно-Алданской (чугинская толща) и Восточно-Алданской (холбохская и сеймская толщ) зонах, ограничивающих Центрально-Алданскую зону, испытавшую в это время тектономагматическую активизацию. Литологический состав этих толщ характеризуется присутствием слабо дифференцированных метатерригенных отложений с небольшим количеством метакarbonатных пород и метатолеитов, реже субщелочных метабазалятов. Метабазаляты по сравнению с таковыми более ранних толщ отличаются более высокой глиноземистостью (холбохская толща), более высокой железистостью и титанистостью (сеймская толща). Толщи нижнего и промежуточного возрастных уровней образуют вместе нижний структурно-вещественный комплекс, который к началу накопления второго структурно-вещественного комплекса испытал деформации (цикл I) и, возможно, метаморфизм. Толщи верхнего возрастного уровня, слагающие второй структурно-вещественный комплекс, включают федоровскую толщу, представленную субщелочной натровой серией метабазалятов, андезит-метабазалятов и метаандезитов с фракционированным распределением РЗЭ и обогащением легкими РЗЭ (рис. 3). Метавулканиты ассоциируются с метакarbonатными породами. К этому же комплексу относятся иджекская и кюриканская толщ, включающие толеитовые метабазаляты и метабазаляты и метаандезиты известковощелочной серии. Метавулканиты находятся в частом переслаивании с метакarbonатными и метатерригенными отложениями.

Первичная структурно-литологическая неоднородность алданского супракристалльного мегакомплекса отражена в термодинамических режимах кульминационного этапа метаморфизма, коррелируемого с ранними этапами деформаций цикла II (F_{1-2}), структурным выражением которого является существование метаморфических зон - западной, центральной, восточной и южной /Кицул, Шкодзинский, 1976; Кицул и др., 1986; Ранний докембрий. . ., 1986/. В центральной зоне в пределах Нимнырского, Мелемкенского и Сеймского блоков кульминационный метаморфизм пород алданского мегакомплекса соответствует гранулитовой фации, характеризующейся парагенезисами гранат-кордиерит-биотитовой и гиперстен-кордиерит-биотитовой минеральных фаций, а в Сутамском блоке.



Р и с. 3. Нормализованное к хондритам распределение РЗЭ в метавулканитах тунгурчинской серии (а), федоровской толщи (б) и в курумканской толще (в).

парагенезисами гиперстен-силлиманитовой минеральной фации. В южной зоне в Курультинском, Зверевском и Тангракском блоках метаморфизм соответствует глубинной части гранат-силлиманит-биотитовой минеральной фации. В западной и восточной зонах режим гранулитовой фации переходный между центральной и южной зонами.

Гранулиты алданского мегакомплекса характеризуются как умеренной (6–7 кбар), так и повышенной (8–9 кбар) глубинностью, поскольку максимальное отношение $Mg/(Mg + Fe)$ в гранатах, ассоциирующихся с кордиеритом (\pm силлиманит), варьирует в пределах 20–50%. Однако в Сутамском

блоке для граната в ассоциации с силлиманитом (\pm глиноземистый гиперстен) $m \geq 50$, что свидетельствует о большой глубинности сутамских гранулитов. Гранат в ассоциации с клинопироксеном (\pm кальцевый амфибол \pm ортокироксен) встречается в метабазитах южной, восточной и реже западной зон, в центральной зоне данный парагенезис характерен только для Сутамского блока. Границы метаморфических зон наследуют границы зон осадконакопления и выражены разломами (Иджико-Нуямский), покровно-надвиговыми структурами (Тимптонский, Алданский), интрузиями дифференцированного габбродиоритового комплекса, зонами карандашного расщепления гранулитов /Dook et al., 1983/.

Максимальный U – Pb возраст цирконов из гранулитов 3300–3500 млн лет /Бибикова и др., 1986; Левченков и др., 1987/.

К концу цикла II была сформирована структура алданид, характеризующаяся сочетанием развитых в разных блоках овальных гранитогнейсовых и линейных гранулитогнейсовых сложноскладчатых структур, складчато-деформированных разрывов и покровно-надвиговых зон, частичная консолидация которых выражена в структурах F5 цикла II – открытые лежащие складки, крутопадающие зоны расщепления /Дук и др., 1975/.

Начало проявления цикла III выразилось в заложении Олекмо-Станового подвижного пояса, отделенного от частично консолидированной структуры алданид Южно-Алданским (Становым) разломом, внедрении анортозитов (Калларский, Джугджурский массивы), а также даек базитов и гипербазитов, связанных с растяжением земной коры, приведшим к заложению зеленокаменных поясов в Олекминской гранит-зеленокаменной области. Однако позднейшие зеленокаменные пояса из-за глубокой эрозии сохранились лишь в виде отдель-

ных небольшого размера фрагментов в более протяженных зонах их тектонического выклинивания, простирающихся в субмеридиональном направлении на 20–100 км при ширине 5–20 км. Границы этих зон четко фиксируются мощными ореолами бластомилонитов по раннеархейским породам /Ранний докембрий. . ., 1986/. В отдельных фрагментах устанавливаются существенно вулканогенные разрезы с коматитовой серией (олондинская серия), вулканогенноосадочные (тунгурчинская серия) и существенно терригенные молассового типа (тасмиелинская серия). В разрезе олондинской серии доминируют метаандезиты и метатолейты, которым подчинены метакоматитовые пиллоу-лавы и богатые кумулятами оливиновые силлы, концентрирующиеся в нижней части разреза и обнаруживающие геохимические особенности, типичные для архейских коматитов /Добрецов и др., 1986/. Уран-свинцовый изохронный возраст цирконов из метазфюзивов среднего состава, датирующий время вулканизма /Бибикова и др., 1986/, -2960 ± 70 млн лет. В вулканогенно-осадочных типах разрезов обычны толейтовые, редко коматитовые метабазалты с феннеровским типом дифференциации и нефракционированным или слабо фракционированным распределением РЗЭ (см. рис. 4).

Отложения молассового типа сопровождалось излиянием базальтов и андезитобазальтов субщелочного и нормального ряда с более фракционированным распределением РЗЭ по сравнению с вулканитами в разрезах двух первых типов.

В породах зеленокаменных поясов в качестве наиболее ранних проявлены деформации цикла III, однако их кульминационный метаморфизм осуществлялся в цикле IV, когда они были неоднородно метаморфизованы в РТ-условиях, соответствующих ставролитовой и биотит-мусковит-ортоклазовой, местами силлиманит-ортоклазовой минеральной фациям, кианит-силлиманитовой (тунгурчинская серия) и андалузит-силлиманитовой (олондинская серия) фациальной серии /Ранний докембрий. . ., 1986/.

Циклы IV, V характеризуют нижнепротерозойский этап развития Алданского щита. Он выразился в тектономагматической активизации и возникновении в Олекминской гранит-зеленокаменной области наложенных прогибов, где накапливались нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные и осадочные образования (удоканская, угуйская серии и их возрастные аналоги). В граничащей с Олекминской областью западной части гранулитогнейсового ареала широко проявился интрузивный магматизм, представленный дифференцированными габбродиоритовым унгринским комплексом и нормальными и субщелочными гранитами. Раннепротерозойские отложения метаморфизованы зонально от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в андалузит-силлиманитовой фациальной серии /Кориковский, 1967; Ранний докембрий. . ., 1986/, а комплекс габбродиоритов – в высокотемпературной амфиболитовой фации /Кицул, Лазебник, 1966/. В последних в качестве наиболее ранних проявлены деформации цикла IV /Дук и др., 1985/. По данным U – Pb цирконометрии время вулканизма, сопровождавшего накопление удоканской серии, 2,1 млрд лет /Бережная и др., 1987/, время внедрения габбродиоритов унгринского комплекса – 2,04 млрд лет /Дук и др., 1985/. Интересно, что нижнепротерозойский возраст получен также U – Pb изохронным методом для интрузивных чарнокитов Усть-Иджеского массива /Бибикова и др., 1986/, что, вероятно, свидетельствует о позднем выведении алданского гранулитогнейсового ареала из РТ-условий гранулитовой фации.

На позднеархейском и раннепротерозойском этапах породы комплекса основания и алданского супракрустального мегакомплекса претерпели структурные и метаморфические преобразования, особенно интенсивно проявившиеся в Олекминской области и в алданском гранулитогнейсовом ареале вблизи границы с последней. Они выразились в переработке древних алданских складчатых

структур, диафторезе и вторичном расланцевании с образованием мощных зон бластомилонитов. Все эти эндогенные процессы исказили изотопные системы в породах и минералах и привели к почти повсеместному омоложению радиометрических возрастов раннеархейских пород. Однако анализ изотопных систем свидетельствует о коровой предыстории пород /Горохов и др., 1981; Зайцев, Кицул, 1980/. В полиметаморфических гранулитах алданского мегакомплекса широко проявлены келифитовые и реакционные структуры, химическая неоднородность и зональность минералов, замещение бурой роговой обманки зеленой роговой обманкой и актинолитом, образование вторичных андалузитов, фибролита, иногда кианита и ставролита /Перчук и др., 1981, 1983; Perchuk et al., 1985/. Метаморфическая эволюция гранулитов на регрессивном этапе выражена РТ-траекториями, показывающими сопряженное изменение Р и Т /Перчук и др., 1983; Перчук и др., 1987/. Установлено, что РТ-траектории метаморфической эволюции алданских гранулитов индивидуальны для каждого блока /Ранний докембрий... , 1986; Кицул и др., 1986/. Для центральной зоны РТ-траектории находятся в наиболее высокотемпературной части РТ-диаграммы, а для южной – в наиболее низкотемпературной; эти же траектории для восточной зоны занимают промежуточное положение. Для Сутамского блока намечаются две траектории, одна из которых близка к таковой южной зоны, а вторая – к траекториям промежуточного положения. Максимальные температуры, определяемые на траекториях, варьируют от 800 до 950 °С, а давления от 7,0 до 10,5 кбар. Эти значения соответствуют или близки к кульминационным условиям гранулитового метаморфизма. Нижние точки на РТ-траекториях фиксируют температуры (500–600 °С) и давления (3,0–5,0 кбар) регрессивного метаморфизма.

Таким образом, раннедокембрийская кора Алданского щита имеет длительную (более 1,5 млрд лет) и сложную, полициклическую геологическую историю /Кицул, Дук, 1985/. К концу раннеархейского этапа (конец цикла II) сформировалась структура алданид в породах инфракrustальных образований и алданского супракrustального мегакомплекса и возникли блоки (зоны), различающиеся по формационному составу, морфологии складчатых структур и термодинамическим режимам метаморфизма гранулитовой фации. В позднеархейский этап (цикл III) обособился Алданский гранулитовый массив и возникла Олекмо–Становая подвижная зона. В Олекминской ветви последней формировались позднеархейские зеленокаменные пояса. В раннепротерозойский этап Олекминская ветвь была причленена к Алданскому гранулитовому массиву, образовав Олекмо–Алданский геоблок, в западной части которого возникли наложенные прогибы, где накапливались нижнепротерозойские вулканогенноосадочные отложения. С нижнепротерозойской активизацией связано возникновение протяженных линейных зон, в которых проявились интрузивный магматизм, складчатость и метаморфизм. Деформации сопровождалась тектоническим заклиниванием позднеархейских и раннепротерозойских образований в породах комплекса основания и алданского мегакомплекса. При этом раннеархейские породы претерпевали интенсивные структурные и метаморфические преобразования, бластомилонитизацию и омоложение их изотопных древних возрастов. Активные эндогенные процессы на Алданском щите завершились в конце раннего протерозоя, о чем свидетельствует отложение зрелых платформенных осадков угуйской серии /Сочава, 1986/.

Список литературы

Бережная Н.Г., Богомолов Е.С., Горохов И.М. и др. Раннедокембрийские этапы развития Алдано–Станового кратона и их геохронологическое обоснование //

- Геология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления: Тезисы докладов. - Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. - С. 202-203.
- Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л. и др. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. - М.: Наука, 1986. - С. 135-159.
- Горохов И.М., Дук В.Л., Кишул В.И. и др. Rb-Sr системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1981. - № 8. - С. 5-17.
- Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В. и др. Минералогия и геохимия коматитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. - С. 34-49.
- Дук В.Л., Гусакова И.Н., Павлов С.Н. и др. Геология и петрология унгринского метагаббро-плагиогранитного комплекса // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985. - С. 20-34.
- Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. и др. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975. - 226 с.
- Зайцев А.И., Кишул В.И. Рубидий-стронциевый изотопный возраст гранитоидов иенгрской серии Алданского щита // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1980. - С. 54-62.
- Кишул В.И., Дук В.Л. Эндогенные режимы формирования и этапы эволюции раннедокембрийской литосферы Алдано-Витимского щита // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985. - С. 217-236.
- Кишул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния рек Алдана и Унгры (к проблеме "Унгринского клина") // Геология и петрология докембрия Алданского щита. - М.: Наука, 1966. - С. 135-158.
- Кишул В.И., Смелов А.П., Березкин В.И. и др. Термодинамические режимы метаморфизма в эволюции земной коры Алданского щита // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - С. 120-125.
- Кишул В.И., Шкодзинский В.С. Гранулитовая фация Алданского щита // Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. - М.: Наука, 1976. - С. 126-130.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). - Л.; М.: ОНТИ, 1936. - 76 с.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. - М.: Наука, 1967. - 288 с.
- Левченков О.А., Морозова И.М., Другова Г.М. и др. Уран-свинцовое датирование древнейших образований Алданского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. - М.: Наука, 1987. - С. 116-138.
- Перчук Л.Л., Кишул В.И., Аранович Л.Я. и др. Петрология гранулитов Алданского щита. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. - 82 с.
- Перчук Л.Л., Кишул В.И., Подлесский К.К. и др. Эволюция метаморфизма Алданского массива. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. - 63 с.
- Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я. и др. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. - М.: Наука, 1983. - 197 с.
- Ранний докембрий Южной Якутии. - М.: Наука, 1986. - 280 с.
- Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1986. - 142 с.

Abstracts Third International Symposium on Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia, IGCP Project 224. - Beijing, 1988. - 175 p.

Dobretsov N.L., Dook V.L., Kitsul V.I. Geotectonic evolution of the Precambrian of Siberian platform and comparison of the Early Precambrian complexes of the Eastern Asia // J. SE Asia, Earth Sci. - 1988. - V. 3. - P. 17-50.

Dook V.L., Kitsul V.I., Beryozkin V.I. The Aldan massif // Profiles of Orogenic Belts. - Washington: Amer. Geophys. Union, 1983. - V. 10: Geodynamics series. - P. 146-160.

Perchuk L.L., Aranovich L. Ya., Podlesskiy et al. Precambrian granulites of the Aldan shield, Eastern Siberia // J. Metamorph. Geol. - 1985. - V. 3, N 3. - P. 265-310.

Report N 2 of the IGCP Project 224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. - Osaka, 1987. - 150 p.

Report N 3 of the IGCP Project 224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. - Osaka, 1988. - 126 p.

Н.Л. Добрецов, В.И. Кицул

СРАВНЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ БЛОКОВ

ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Как уже показано в первой статье сборника (см. рис. 1 в статье Н.Л. Добрецова), докембрийские блоки можно разделить на три типа: лавразийский, гондванский и тихоокеанский или неопределенный. Типичный пример блоков лавразийского типа - это Сибирская платформа, эволюция которой в докембрии охарактеризована в предыдущей статье (В.И. Кицул, В.И. Березкин) на примере докембрия Алданского щита. Используя детально изученный ранний докембрий Алданского щита как своеобразный эталон, мы еще ранее [Dobretsov et al., 1988] попытались сопоставить эволюцию докембрийских блоков разного типа в Восточной Азии. В настоящем обзоре повторены основные результаты названной статьи с добавлением некоторых новых материалов по Бураинскому массиву, Северному и Южному Китаю. Эти сопоставления суммированы также в таблице.

Сибирская платформа и ее складчатое обрамление. Общая особенность фундамента Сибирской платформы - преобладание раннеархейских (3,1 млрд лет) гранулитовых комплексов, среди которых доминирует комплекс основания эндербитового состава. Эта особенность проявлена и в Алданском, и в Анабарском щитах, и в шарыжапгайском комплексе - фундаменте Иркутского амфитеатра юго-восточной части Сибирской платформы. В них вложены узкие клинья позднеархейских и раннепротерозойских пород, характерными членами которых являются коматитовые и толеитовые серии вулканитов, а также массивы анортозитов или габброамфиболитов типа Унгринского в Алданском щите.

В более широких позднеархейских поясах, обрамляющих раннеархейские гранулитовые блоки (например, Становой и Олекминский пояса Алданского щита), гранулитовые комплексы присутствуют только в виде реликтов среди ме-

таморфических комплексов станового этапа метаморфизма (около 2,6 млрд лет), Характерно также широкое распространение гранитоидов станового этапа (2,6 млрд лет) и более молодых (2,3 и 2,0 млрд лет). Последними, наиболее молодыми событиями являются мелкие тела гранитов и пегматитов, а также массивы габбро и рапакиви с возрастом 1,8-1,7 млрд лет. Им синхронны вулканиды акитканской серии, сложенные субщелочными трахибазальтами и трахидацитами и распространенные в Прибайкальском вулканическом поясе, обрамляющем Сибирскую платформу. К ним примыкает Байкало-Муйский пояс байкалид с одноименными офиолитами, имеющими возраст 1,4-1,5 млрд лет (см. статью Н.Л. Добрецова в наст. сб.).

Сибирская платформа перекрыта чехлом, возраст древнейших слоев которого около 1,65 млрд лет. В плитный комплекс чехла вложены авлакогены (например, Вилюйский) и синеклизы с мощными траппами (Тунгусская и др.). В их развитии выделяются этап позднего рифей - венда /Шпунт, 1984/, среднего и позднего палеозоя (D - C и P-T) и юрско-меловой, синхронные главным этапам развития обрамляющих складчатых областей.

Северо-Китайская платформа является близким, хотя и не полным аналогом Сибирской платформы. Древнейшие гранулитовые комплексы с возрастом 3,1 млрд лет выявлены лишь локально (например, комплекс Чянси с возрастом 3,67-3,43 млрд лет (Rb - Sr изохрона)). Основная часть комплексов фундамента соответствует циклу Фуинь (2,8-2,5 млрд лет) и включает одноименную группу в Северо-Восточном Китае: серии Тайшань в Шаньдунском, Денфен в Хенанском, Аньмань в Ляонинском блоках. Группа Фуинь сложена гранулитами, плагиогнейсами и амфиболитами с прослоями мраморов, интенсивно мигматизирована. Как и другие архейские серии, она характеризуется тесным сочетанием гранулитового и амфиболитового метаморфизма. Чисто гранулитовые комплексы (например, Чянси) встречаются редко, только в восточной части провинции Хэбэй и в северной части Северо-Китайской платформы.

Древнейшие образования в южной части этой платформы (провинция Шаньси) представлены группой Тайхуа (2,85-2,58 млрд лет), подразделяемой на нижнюю толщу (гранатосодержащие биотитовые плагиогнейсы с линзами амфиболитов) и верхнюю кондалитовую формацию, представленную лептитамы, кондалитами с силлиманитом и гранатом, мраморами, железистыми кварцитами. Нижний комплекс плагиогнейсов, по мнению В.И. Кицула, сходен с олекминским серогнейсовым комплексом.

Группа Фуинь несогласно перекрывается группой Вутай, сложенной амфиболитами, амфиболовыми и эпидот-актинолитовыми сланцами. Возраст этого несогласия 2,55 млрд лет. Группе Вутай соответствует формация Дантази на севере провинции Хэбэй, сложенная гнейсами и сланцами с прослоями мраморов и датируемая Rb - Sr изохронами 2,4-2,6 млрд лет /Geotectonic evolution..., 1987/.

В конце цикла Вутай (около 2,0 млрд лет) большая часть Северо-Китайской платформы была консолидирована, что фиксируется угловым несогласием между группой Вутай и параплатформенными осадками серии Хутуо. Цикл Вутай (2,55-2,0 млрд лет) - главная металлогеническая эпоха (образование железных руд и других металлов). Однако в западной и южной частях Северо-Китайской платформы активные события продолжались в течение цикла Чжонтяо (2,0-1,7 млрд лет). Конец этого цикла фиксируется интенсивными метаморфизмом серии Хутуо и кварцитов серии Тытонгу (возраст метаморфизма 1,65-1,75 млрд лет) и несогласным перекрытием осадками группы Сианхе (или Сианг) в южной части провинции Шаньси /Geotectonic evolution..., 1987; Guide book..., 1988/.

Группа Сионг в южной части Северо-Китайской платформы соответствует

Сравнение этапов эволюции докембрийских блоков Восточной Азии
ла и В.И. Березкина/ (в скобках - возраст, млрд лет)

Циклы и мегахроны	Алданский щит	Становой пояс
-------------------	---------------	---------------

Поздний протерозой

1,4

1,7

Ранний протерозой

Поздний архей
(2,55)

Ранний архей
(3,1)

Платформенный чехол

Этап IV деформации, метаморфизм. Метагаббро Унгры (2,04)

Удоканская серия (2,1)
Троговые комплексы (2,3-2,5)

Этап III деформации, метаморфизм
Граниты (2,65±0,04)
Анортозиты, дайки (2,7-2,8)

Олондинская серия (2,96)
Олекминская серия (3,2-3,4)

Этап II деформации, метаморфизм
Алданский комплекс (3,3-3,5)
Этап I деформации
Комплекс основания (3,4-3,7)

Габбро, рапакиви (1,5-1,7)

Катугинские граниты (2,0±0,1)
Куангинские граниты (2,25±0,05)

Гилжиская серия (2,25-2,55)

Граниты (2,6±0,04)

Становая серия (3,1)

Зверевско-Чогарский комплекс гранулитов

раннему рифею (1,7-1,35 млрд лет) или Вулин и представлена мощной толщей континентальных вулканитов основного и среднего - кислого состава субщелочной серии. Они образуют рифтогенные пояса с тройным сочленением, глубоко вдающиеся внутрь платформы. В первом приближении они сопоставляются с акитканской или улканской сериями Сибирской платформы. Группа Сионг (Сианхе) прорвана рифейскими (1,35-1,4 млрд лет) и более молодыми гранитами и несет разнообразное, в том числе золото-полиметаллическое оруденение [Guide book..., 1988]. Аналогичный протерозойский пояс Баян-обо выделяется во Внутренней Монголии вдоль северной границы Северо-Китайской платформы, но в нем проявлены не только вышеназванный цикл Вулин (1,7-1,4 млрд лет), но и более молодые события цикла Сибяо (1,4-1,0 млрд лет). Они связаны с развитием средне-позднепротерозойских складчатых зон вдоль север-

[Dobretsov et al., 1988; Ранний докембрий, 1986; см. статью В.И. Кицу-

Буреинский массив	Корея		Северный Китай
	Северная	Южная	
Граниты 0,57			
Рифейские серии, вулканиты и сланцы	Гнейсограниты (0,9-1,2)	Рифейские серии Лейкограниты (0,9-1,0)	Сибяо Платформенные осадки и граниты (1,0)
Офиолиты Мудан-изжань	Граниты (1,35-1,4) Серия Чунчон	Граниты (1,35-1,4) Группа Юли (1,4-1,5)	Вулин
Габброграниты (1,7-1,9)	Граниты (1,7±0,05) Серия Енгон (1,7-1,75)	Группа Хонгеа (1,75±0,05)	Чжонтяо (1,7)
Амурская серия (1,9-2,1)	Серия Нанним (1,9-2,1) Мигматиты (2,0-2,2) Мигматиты (2,47)	Массив Собэксан (1,9-2,0 и 2,0-2,3) Бунчон (2,15)	Вутай (амфиболитовый и зеленосланцевый комплексы) (2,0)
	Формация Гьонги (2,63) Формация Сосан (2,82)		Серия Фуинь (гранулитовый и амфиболитовый комплексы) (2,5-2,8)
			Серия Чянси (гранулиты) (3,43-3,67)

ной периферии Северо-Китайской платформы, аналогичные байкалидам в обрамлении Сибирской платформы (см. статью Н.Л. Добрезова в наст. сб., рис. 2).

На остальной, преобладающей, части Северо-Китайской платформы в течение цикла Сибяо формировались мощные толщи платформенных осадков. В южной части платформы (провинция Шаньси) они представлены группой Гаошанхе (кварцитопесчаники с прослоями доломитов, мощность около 4000 м) и несогласно перекрывающей группой Луонань, сложенной тремя формациями разнообразных доломитов с линзами кремней мощностью около 1200 м. Они прорываются щелочными гранитами с возрастом 1,0 млрд лет и несогласно перекрываются вендскими отложениями с тиллитами и еще выше - нижнекембрийскими осадками с трилобитами и брахиоподами. В переходной зоне (провинция Шаньси) эти осадки дислоцированы в каледонское время, прорваны каледонскими гра-

нитями (430–340 млн лет), а затем ремобилизованы в индосинийское время с внедрением большой массы гранитов с возрастом 160–180 и 140–110 млн лет.

Корейские блоки традиционно считаются частью единой Северо-Китайской (или) Сино-Корейской платформы. Но в последнее время выясняется, что Северная Корея более сходна с южной переходной зоной Северо-Китайской платформы, а самый южный блок Собэксан – с Южно-Китайской платформой [Geology... , 1987/].

В Северной Корее обособляются блоки Нанним и Гьонги. Наиболее древние формации – Гьонги, сложенная преимущественно биотит-кордиеритовыми гнейсами и мигматитами с возрастом $2,63 \pm 0,35$ и $2,13 \pm 0,1$ млрд лет, и Сосан (графит-силикатные сланцы и мраморы) с возрастом $2,82 \pm 0,1$, $2,47 \pm 0,1$ и $2,13 \pm 0,1$ млрд лет. Ранние даты (2,82 и 2,63 млрд лет) соответствуют позднему архею, или раннестановому циклу III Сибирской платформы, поздние – циклу IV метаморфизма и гранитизации (см. таблицу). Этому же циклу соответствует древнейшая серия Нанним в одноименном массиве Северной Кореи. Более молодые события во всех этих сериях отражаются образованием мусковита и мусковитовых пегматитов в гнейсах, гранитогнейсов и порфиробластических гнейсов и датируются цифрами $1,95 \pm 0,05$ и $1,75 \pm 0,4$ млрд лет. Более поздние серии Чунчон (кварциты, метаконгломераты, слюдяные сланцы и мраморы) и Енгон (биотит-хлоритовые филлиты) интродуцированы гнейсовидными гранитами с возрастом 1,4–1,3 и 1,2–0,9 млрд лет. Эти события аналогичны циклам Вулин и Сибао в южной переходной части Северо-Китайской платформы. Характерна также мезозойская активизация, связанная с внедрением триасовых и юрских гранитоидов и отраженная в омоложении К – Ar дат из диафорированных гнейсов и зеленосланцевых диафоритов (240 млн лет для роговых обманок и 180 млн лет для биотитов).

Массив Собэксан в южной части Кореи отделен метаморфической зоной Окчен, в которой проявлены каледонский метаморфизм и магматизм (400–450 млн лет) и мезозойская активизация [Lee, 1986/]. Все породы этого массива моложе 2,3 млрд лет и соответствуют циклам Вутай (редко), Чжонтяо, Вулин и Сибао в Китае. Особенно характерны разнообразные граниты протерозойского возраста.

В целом, в отличие от Сибирской и большей части Северо-Китайской платформы, в Корее отсутствуют древнейшие гранулитовые комплексы, зеленокаменные пояса с коматиитами и широко проявлены комплексы и процессы моложе 1,7 млрд лет.

Буреинский массив расположен между Сибирской и Северо-Китайской платформами. Нередко его объединяют с ними в единый докембрийский фундамент, на котором заложены палеозойские геосинклинали. Однако геологическая и метаморфическая эволюция этого блока существенно отличается от эволюции и Сибирской, и Северо-Китайской платформ, а палеомагнитные данные показывают, что массив присоединен к Азии не ранее триаса [Lin et al., 1985; Sasajima, Maenaka, 1987/]. Древнейшей серией считается амурская, сложенная преимущественно плагиогнейсами, мигматитами и гранитогнейсами (2,0–1,7 млн лет). В восточной части массива на гнейсы надвинуты метаморфизованные офиолиты Муданцзань, предположительно сопоставимые с байкало-муьскими (см. статью Н.Л. Добрецова в наст. сб.). В подошве их расположены пластины глаукофансодержащих и глаукофановых сланцев с возрастом около 0,6 млрд лет. Между Буреинским массивом и Алданским щитом в поясе Тукурингра присутствуют сходные офиолиты и глаукофановые сланцы (см. статью Е.В. Спярова и Н.Л. Добрецова в наст. сб.). Широко проявлены рифейские серии, метаморфизованные в позднем рифее – венде и завершаемые гранитами с возрастом 570–510 млн лет.

Наконец, в Буреинском массиве широко распространены верхнепалеозойские вулканогенноосадочные серии, пермские гранитоиды и мезозойские вулканиды и граниты. В обрамлении Буреинского массива известны триасовые офиолиты и глаукофановые сланцы пояса Раохэ (см. статью Н.Л. Добрецова в наст. сб.).

В Южно-Китайском блоке преобладают молодые события в фундаменте, относимые к фазам Джиньнин (850-1000 млн лет) и Чанджиан - 700 млн лет /Geotectonic evolution..., 1987/. Подобные даты, как мы увидим далее (см. статьи Дун Шеньбао и Е.В. Склярова и Н.Л. Добрецова в наст. сб.), характерны для эклогитов и глаукофановых сланцев южного обрамления Северо-Китайской платформы. Только в фундаменте центрального блока предполагаются, а в мелких блоках вдоль шовной тектонической зоны с Тибетом доказаны более древние породы (с возрастом 2,0-2,7 млрд лет) /Metamorphic Map..., 1986/. В блоке Жианнан эволюция фундамента включает несколько стадий: циклы Вулин (1,7-1,4 млрд лет) и Сибао (1,4-1,0 млрд лет), после чего миогеосинклинальный режим (осадки группы Банси) сменился платформенным в фазу Чанджиан. Фундамент блока Куньянь сложен низкотемпературными метаморфическими породами, последняя стадия метаморфизма и деформации которых относится к фазе Джиньнин.

Платформенный чехол Южно-Китайской платформы (называемый также Янцзе) расчленяется на два этапа: венд-силурийский, сложенный вулканидами в нижней части, карбонатными породами и фосфоритами в средней и глинистыми сланцами в верхней; девон-нижнетриасовый, сложенный преимущественно вулканогенно-терригенными осадками, сходными с таковыми в Буреинском массиве. В северном и юго-восточном обрамлении характерны каледонские и индосинийские гранитоидные интрузии /Guide book..., 1988; см. также статью Ван Дэзи и Лю Шаньси в наст. сб./. В целом геологическая история и метаморфическая эволюция сходны с таковыми в Буреинском массиве и массиве Собэксан Южной Кореи.

Обсуждение. Из приведенного выше сопоставления видно, что Сибирская платформа и большая часть Северо-Китайской консолидировались значительно раньше (около 1,7 млрд лет), чем остальные блоки. Для фундамента Сибирской и Северо-Китайской платформ характерны древнейшие гранулитовые комплексы с возрастом более 3,0 млрд лет, наиболее распространенные в фундаменте Сибирской платформы, и гранит-зеленокаменные позднеархейские - раннепротерозойские пояса, в которых пока только на Сибирской платформе обнаружены коматиитовые серии с возрастом 2,9-3,0 млрд лет. Такие особенности характерны также для фундамента Русской платформы и Канадского щита.

В переходной зоне Северо-Китайской платформы, а также в Прибайкальском поясе Сибирской платформы активные события с вулканидами и гранитами происходили в интервале 1,7-1,4 млрд лет. В Буреинском и Южно-Китайском блоках, а также в Южной Корее главные события (вулканизм, метаморфизм, граниты) протекали в интервале 1,7-0,5 млрд лет. Для этих блоков, а также для их обрамления характерна пермско-мезозойская (индосинийская) активизация с гранитами перми (280), триаса (240-270) и юры (180-160 млн лет) и соответствующим оруденением. Подобные события проявлены также в Монголо-Охотском поясе между Сибирской и Северо-Китайской платформами, а также в Тихоокеанском складчатом обрамлении Восточной Азии.

Эти различия могут быть интерпретированы в двух вариантах:

Буреинский, Северо- и Южно-Китайский блоки были подвержены активизации и деструкции с отделением от Сибирской платформы в позднем протерозое;

Буреинский и Южно-Китайский блоки (а также Омолонский, некоторые другие блоки Восточной Азии) представляют собой часть Гондваны, которая даже в Пангее (в начале рифея и в конце палеозоя) сохраняла отличия от Лавразии /Божко, 1986/. Некоторые блоки, например Индосинийский, Ханкайский, возможно, Буреинский, могли оставаться отдельными блоками в Панталассе и никогда не входили в Пангею /Адамия и др., 1986; см. рис. 1 в статье Н.Л. Добрецова в наст. сб./. Все эти блоки соединились в единый Азиатский мегаконтинент только в конце триаса.

В пользу второй точки зрения свидетельствуют не только отмеченные выше различия докембрийских блоков Восточной Азии, но и палеомагнитные данные /Lin et al., 1985; Sasajima, Maenaka, 1987; и др./.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

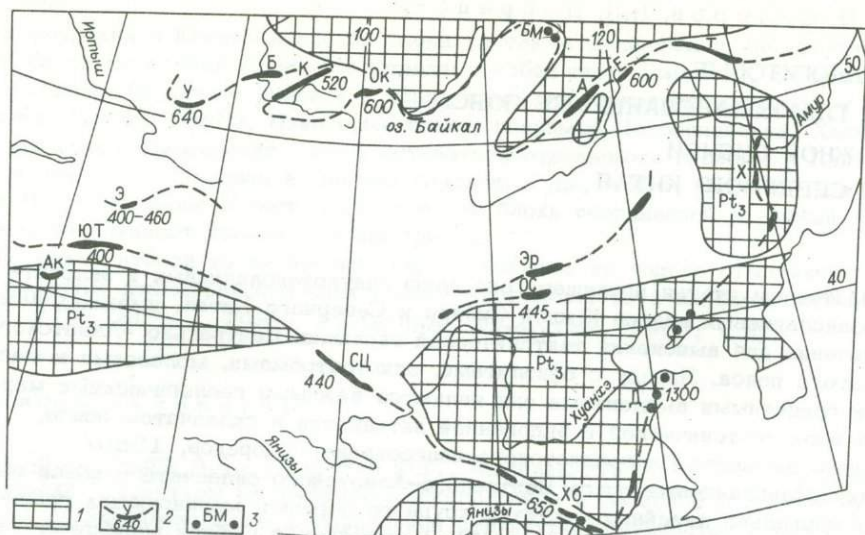
- Адамия Ш.А., Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.Д. История формирования структуры Средиземноморского пояса в палеозое и раннем мезозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. - М.: Наука, 1986. - С. 93-108.
- Божко И.А. Заложение и развитие подвижных поясов в позднем докембрии // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. - М.: Наука, 1986. - С. 187-195.
- Ранний докембрий Южной Якутии / Под ред. Н.Л. Добрецова. - М.: Наука, 1986. - 280 с.
- Шпунт Б.Р. Вещественный состав и условия формирования верхнедокембрийских толщ древних платформ Евразии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1984. - 405 с.
- Dobretsov N.L., Dook V.L., Kitsul V.I. Geotectonic evolution of the Precambrian of Siberian platform and comparison of the Early Precambrian complexes of the East Asia // J. of SE Asia, Earth Sci. - 1988. - V. 3.
- Geology of Korea. - Seoul, 1987. - 320 p.
- Geotectonic evolution of China / Sci. Press, Beijing. - Berlin: Springer-Verlag, 1987. - 203 p.
- Guide book for Excursion, III Intern. Symposium of IGCP Project 224. - Beijing and Qinling Mts., 1988. - 71 p.
- Lee Sang Man. Precambrian evolution of Korean Peninsula // Report N 1, IGCP Project 224. - Osaka, 1986. - P. 43-48.
- Lin J., Fuller M., Zhang W. Preliminary Phanerozoic polar Wenden path for the North and South China blocks // Nature. - 1985. - V. 313. - P. 444-449.
- Metamorphic Map of China, 1:4 000 000 (with explanatory text) / Ed. by Dong Shenbao, Shen Qihan, Sun Dazhong, Lu Liangzhao. - Beijing: Geol. Publ. House, 1986.
- Sasajima S., Maenaka K. A paleomagnetic aspect of the assemblance of East Asian fragmented continents // Report. N 2, IGCP Project 224. - Osaka, 1987. - P. 139-150.

ЭКЛОГИТОВЫЕ
И ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫЕ ПОЯСА
ЮЖНОЙ СИБИРИ
И СЕВЕРНОГО КИТАЯ

Настоящая статья посвящена описанию глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых поясов Южной Сибири и Северного Китая, имеющих важное значение для выяснения тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. Наряду с офиолитами, олистостромами, молассаами и массивными гранитными вышпавками они являются важными геологическими маркерами эпох тектонической и эндогенной активности в складчатом поясе, возникшем на месте Палеоазиатского палеоокеана /Добрецов, 1986/.

Глаукофансланцевые пояса Центрально-Азиатского складчатого пояса образуют несколько линейных структур крупного порядка, маркирующих границы крупных литосферных плит (рис. 1). Пояса Южной Сибири маркируют границу Сибирской платформы, где время главных этапов аккреции - 640 и 500-520 млн лет, что хорошо коррелируется с возрастом олистостром и постофиолитовых гранитов. Эклогиты Байкало-Муйского пояса фиксируют более ранние события (около 1300 млн лет (?)), связанные, по-видимому, с процессами деструкции и частичной аккреции ранних континентальных блоков. Эклогиты и глаукофановые сланцы Центрального Китая ограничивают с юга и юго-востока Сино-Корейскую платформу. Наиболее ранние этапы высокобарического метаморфизма соответствуют здесь возрасту 1300; 1100 и 875 млн лет, а поздний этап по времени - возрасту глаукофановых сланцев Южной Сибири; 600-650 млн лет. Близкий к последнему возраст имеют, по-видимому, глаукофановые сланцы в восточном обрамлении Буреинского массива и в северном ограничении Таримской платформы. Линеаменты с глаукофановыми сланцами в складчатых областях между Казахстанской и Таримской плитами и между Сибирской и Сино-Корейской платформами фиксируют различные этапы тектонической активности в каледонское время. Глаукофановые сланцы здесь имеют большей частью возраст 400 и 460 млн лет. Наиболее молодой высокобарический пояс региона Раохе ограничивает с востока Буреинский массив и имеет триасовый возраст.

Южная Сибирь. В южном обрамлении Сибирской платформы выявлена прерывистая цепочка глаукофансланцевых поясов (см. рис. 1), близких по возрасту и тектоническому положению; Тукурингринский, Аргуньский, Агинский, Окинский, Куртушибинский, Борусский и Уймонский. Первые три пояса входят в состав Монголо-Охотского складчатого пояса, остальные - Алтае-Саянской складчатой области и отделены от предыдущих выступом Дзабхан-Хубсугульского (или Саяно-Тувинского) микроконтинента. Промежуточное положение между этими двумя группами поясов занимает Байкало-Муйский эклогитовый пояс, однако данные исследований /Габов и др., 1984; Эклогиты. . ., 1989/ показывают его более древний возраст и не позволяют относить к линеаменту, трассируемому глаукофансланцевыми поясами. Поскольку особенности метаморфизма, состава и строения поясов Южной Сибири были детально описаны нами ранее /Добрецов и др., 1988; Эклогиты. . ., 1989/, в данной статье ограничимся их краткой характеристикой.



Р и с. 1. Схема распространения глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых поясов Южной Сибири и Северного Китая.

1 - докембрийские платформы и микроконтиненты; 2 - глаукофансланцевые пояса, возраст, млн лет; 3 - эклогиты. Пояса Южной Сибири: А - Агинский, Б - Борусский, К - Куртушибинский, Ок - Окинский, Т - Тукурингринский, У - Уймонский, БМ - Байкало-Муйский. Глаукофансланцевые пояса и эклогиты Северного Китая: Ак - Аксу, Д - массив Цзяоляо, Е - Аргуньский, ОС - Ондор Сум, СЦ - Цилян, Х - Хейлуицзян, Хб - Хубей, Э - Эбинур, Эр - Эрлянь, ЮТ - Южно-Тяньшанский.

Тукурингринский пояс протягивается от верховьев Амура вдоль северо-восточного фаса Буреинского массива, приурочиваясь к зоне Южно-Тукурингринского глубинного разлома. Сложная метаморфическая серия с телами глаукофановых сланцев, датируемая верхним рифеем - нижним палеозоем (радиологические датировки отсутствуют), представляет собой серию тектонически чешуй, надвинутых в целом с севера на юг, как и южная часть Алдано-Станового блока. В подошве чешуй нередко фиксируются метаморфизованные офиолиты (амфиболиты, метагаббро, реже серпентиниты). Эта серия тектонически совмещена со средне-верхнепалеозойскими триггенными толщами, нередко надвинутыми, как и Буреинский блок в целом, с юга на север. Типичные ассоциации высокобарических метаморфитов приведены в табл. 1, представительные составы индексов-минералов - в табл. 2.

Аргуньский пояс - это восточное продолжение описанного ниже Агинского пояса, но расположен он на территории КНР. По составу и параметрам метаморфизма эти пояса во многом сходны. В Аргуньском поясе считается доказанным венд-нижнекембрийский возраст глаукофанового метаморфизма, хотя для Агинского пояса это менее ясно.

Агинский пояс расположен в юго-западной части Монголо-Охотской складчатой области. Высокобарические ассоциации с кросситом обнаружены в породах существенно вулканогенной части ононской серии, слагающей широкую субмеридиональную полосу в бассейне р. Ага. Другая полоса с небольшими выходами пород данной серии северо-восточного простирания расположена в бассейне р. Шилка /Неелов, Милькевич, 1979/. Высокобарические метамор-

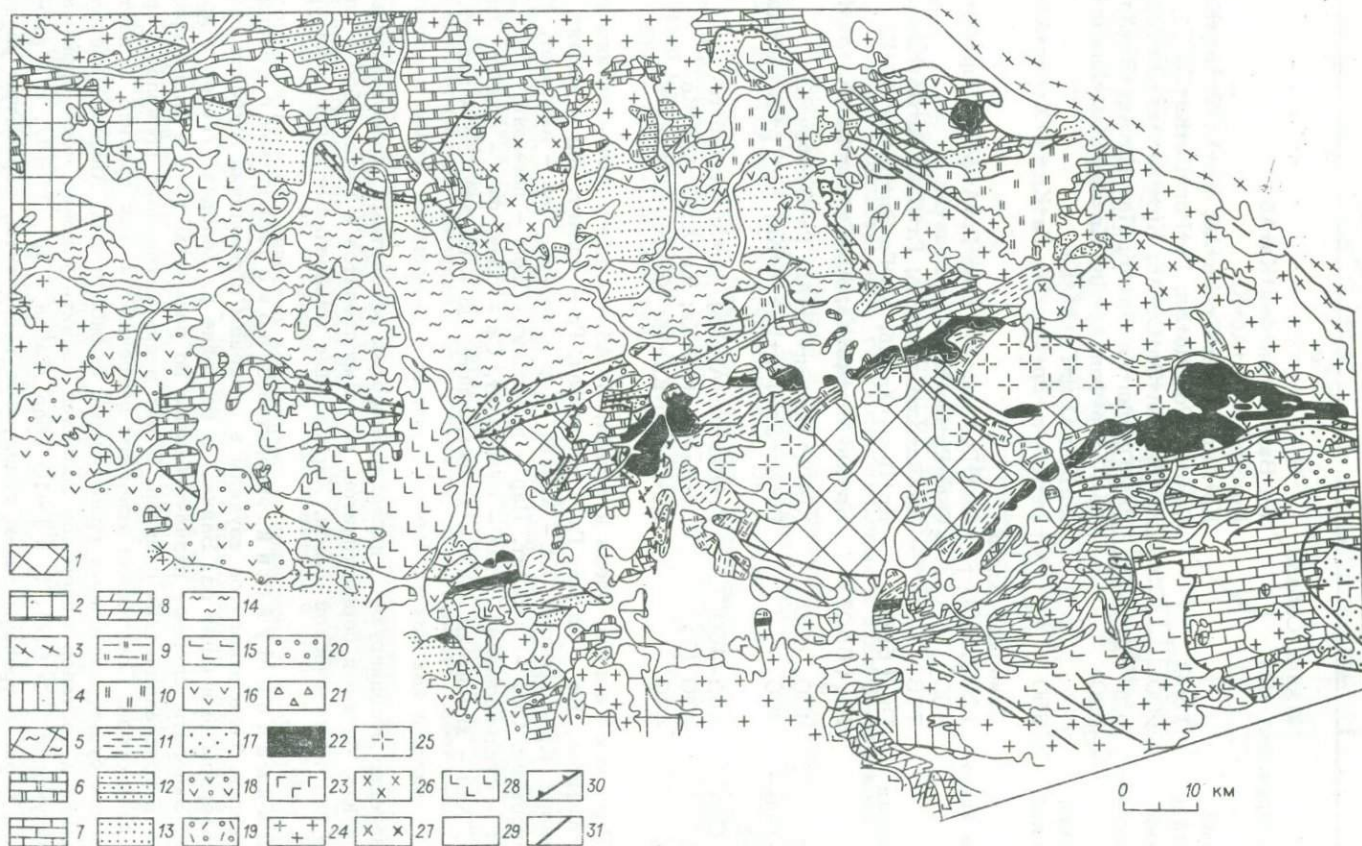
Т а б л и ц а 1. Типичные ассоциации эклогитов и глаукофановых сланцев

Пояс	Возраст, млн лет	Минеральные ассоциации
Южная Сибирь		
Тукурингринский R?		Кр+Вин+Хл+Эп+Фен+Ка+Аб Кр+Эп+Ст+Хл+Аб+Кв
Агинский		Кр+Акт+Хл+Эп+Ст+Кв+Аб; Кр+Хл+Эп+Аб+Кв
Муйский	1300	Омф+Гр+Ро+Цо+Кв; Гр+Ро+Цо+Кв+Сф
Окинский	600	Кр+Вин+Хл+Эп+Ст+Аб; Кр+Вин+Акт+Эп+Хл+Аб
Куртушибинский	650	Лав+Гл+Вин+Хл+Эп+Аб; Лав+Кр+Акт+Эп+Хл+Аб
Борусский	520	Хр+Хл+Гр+Фен+Аб+Кв; Кр+Вин+Хлм+Хл+Эп+Аб
Уймонский	650	Жд+Кв; Омф+Гр+Аб+Кв Гл+Кр+Хл+Эп+Фен+Аб; Гл+Кр+Гр+Хл+Эп+Аб+Кв
Северный Китай		
Массив Цзяо-ляо	1200, 800	Омф+Гр+Амф+Ру; Омф+Гр+Амф+Эп+Пар+Аб+Кв
Яшань	650	Омф+Гр+Ки+Кор+Цо+Став+Хл
Хейлунцзян	Pt ₃ (650?)	Кр+Эп+Хл+Ст+Аб+Кв; Гл+Лав+Жд+Аб+Кв
Аксу	Pt ₃ (650?)	Кр+Пьем+Хл+Аб; Кр+Гр+Эп+Цо+Хл+Аб+Кв
Эбинур	400, 460	Кр+Гл+Акт+Эп+Хл+Аб; Гл+Эп+Фен+Кв
Южно-Тянь-шанский	400	Гл+Хл+Эп+Фен+Би+Аб+Кв; Кр+Гр+Би+Аб+Кв
Ондор Сум	445-460	Гл+Лав+Хл+Аб+Кв; Жд+Хл+Эп+Аб+Кв
Эрлянь	400 (?)	Гл+Хл+Фен+Аб+Кв; Кр+Хл+Эп+Аб+Кв
Цилиань	440	Кр+Гр+Мп+Кв+Аб; Кр+Фен+Эп+Хлд+Кв

Примечание. Здесь и в табл. 3: Аб - альбит, Акт - актинолит, Амф - амфибол, Би - биотит, Гл - глаукофан, Гр - гранат, Жд - жадеит, Кв - кварц, Кр - кроссит, Ки - кианит, Кор - корунд, Лав - лавсонит, Мп - клинопироксен, Омф - омфацил, Пар - парагонит, Пьем - пьомонит, Ру - рутил, Ст - стильпномелан, Став - ставролит, Сф - сфен, Фен - фенгит, Хл - хлорит, Хлд - хлоритоид, Хлм - хлоромеланит, Цо - цоизит, Эп - эпидот.

фиты нередко ассоциируют с дислоцированными офиолитами, представленными, как правило, блоками серпентинитов, метапироксенитов и метагаббро в олистостроме или тектонической смеси. Характерные минеральные ассоциации приведены в табл. 1.

Б а й к а л о - М у й с к и й эклогитовый пояс расположен в Северном Прибайкалье. Тела эклогитов изучены в северном обрамлении Муйской глыбы и на северном окончании оз. Байкал, в бассейне р. Холодная /Габов и др., 1984/. Эклогиты слагают незначительные по размерам тела и блоки среди гнейсов и кристаллических сланцев. В них очень интенсивно проявлены процессы диафтореза. Собственно эклогиты встречаются, как правило, в центральных частях будин, сложенных гранатовыми амфиболитами. Анализ минеральных ассоциаций и составов минералов позволил оценить условия метаморфизма как следующие: $T > 650^{\circ}\text{C}$ и $P = 10$ кбар /Габов и др., 1984/. В Южно-Муйском блоке встречены также гранатовые перидотиты, параметры равновесия для которых и для части эклогитов более высокие: $T = 900-950^{\circ}\text{C}$, $P = 15$ кбар /Эклогиты . . . , 1989/.



Р и с. 2. Структурно-формационная схема Юго-Восточного Саяна.

1-5 - формации выступов докембрийского фундамента: 1 - штероплагийская (AR?), 2 - кристаллических сланцев (Pt₂₋₃), 3 - гнейсово-сланцевая (Pt₁₋₂), 4 - карбонатногнейсовая (Pt₁₋₂), 5 - сланцево-амфиболитовая (Pt₃); 6-8 - существенно карбонатные формации: 6 - известково-доломитовая (боксонская серия, V - €), 7 - известняковая (O-S), 8 - вулканогенно-карбонатная (O-S), 9-11 - существенно кремнистые формации: 9 - кварцито-карбонатная (Rf?), 10 - кремнисто-сланцево-карбонатная (O-S), 11 - терригенно-известково-кремнистая нерасчлененная (?), 12, 13 - терригенные формации: 12 - песчано-сланцевая (€₃-O), 13 - флишодная (O-S); 14-16 - существенно вулканогенные формации: 14 - глаукофансланцевая (V), 15 - вулканогенно-карбонатная (O-S), 16 - терригенно-вулканогенная; 17-20 - формации молассоидного типа: 17 - конгломерато-сланцево-песчаниковая (?), 18 - вулканогенно-терригенно-пестроцветная (S), 19 - эффузивно-терригенная (S₂-D), 20 - конгломерато-песчаниковая (D); 21 - олистостромы и тектонические смеси; 22 - офиолиты нерасчлененные; 23-27 - интрузивные образования: 23 - габброиды нерасчлененные, 24 - сиениты и граносиениты, 25 - плагиограниты и диориты, 26 - гранитоиды нерасчлененные, 27 - нефелиновые сиениты, уриты, щелочные граниты; 28 - неогеновые платобазальты; 29 - аллювиальные и ледниковые отложения; 30 - надвиги; 31 - геологические границы и разрывные нарушения.

Окинский пояс выделен и закартирован в юго-восточной части Восточного Саяна (рис. 2). Эта область расположена на стыке совершенно различных структур, которые в первом приближении объединяются в складчатое обрамление Сибирской платформы, но имеют свои яркие индивидуальные черты геологического строения. Трактовка разных частей еще во многом дискуссионна и неоднозначна.

Глаукофансланцевая толща прослежена в Окинском "синклиории" на 80-100 км от верховьев р. Турсук на востоке до бассейна р. Забит на западе при ширине, не превышающей, как правило, 10-15 км. В ее состав входят туфогенно-терригенные отложения с подчиненным количеством метаэффузивов и метатуфов основного состава, с редкими телами метагаббро и ультрабазитов. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма соответствует венду: 600 млн лет (Rb-Sr изохрона). Типичные минеральные ассоциации приведены в табл. 1, выборочные составы индекс-минералов - в табл. 2, а представительные анализы метабазитов - в табл. 3.

Куртубинский пояс (глаукофансланцевый) пространственно ассоциирует с одноименным офиолитовым поясом, будучи по существу его составной частью /Петрология. . ., 1977/. По составу глаукофансланцевые толщи являются существенно вулканогенными с большим количеством туфогенных и граувакковых сланцев и подчиненным - углеродистых сланцев и кварцито-сланцев. Анализ минеральных ассоциаций позволил на некоторых участках выделить метаморфическую зональность от высоких до промежуточных давлений /Петрология. . ., 1977/. Работы последних лет /Дергунов, Херасков, 1985/ позволяют говорить о сложной тектонической структуре в районах распространения глаукофановых сланцев, определяемой тектоническим совмещением чешуй с различной степенью метаморфизма. Данные радиологических исследований показывают достаточно широкий разброс радиологических определений, с двумя максимумами датировок: 520 и 600 млн лет /Dobretsov et al.,

Т а б л и ц а 2. Средние и представительные составы эцлогитов и глаукофановых сланцев

Компонент	Аг		БМ	Ок		К		Б		У		Ц
	X	σ	X	X	σ	X	σ	X	X	X	σ	X
SiO ₂	46,45	1,35	47,16	47,30	3,09	47,8	2,26	49,2	48,6	44,58	3,45	47,0
TiO ₂	2,41	0,54	1,96	1,55	0,51	2,45	0,75	1,44	1,61	2,57	0,65	0,58
Al ₂ O ₃	14,44	0,92	14,18	14,11	0,57	14,5	2,41	13,4	13,50	14,57	0,75	14,1
Fe ₂ O ₃	5,91	3,11	1,74	7,03	1,60	2,22	0,94	3,14	5,76	7,71	2,20	0,0
Feo	7,89	1,69	11,60	5,52	1,21	10,3	2,17	8,98	7,60	5,89	0,56	7,76
MnO	0,15	0,05	0,25	0,22	0,03	0,21	0,06	0,15	0,15	0,16	0,04	0,12
MgO	6,18	1,81	6,85	6,80	1,32	4,85	1,12	6,83	7,41	6,13	0,98	14,3
CaO	8,56	2,15	10,14	10,71	1,26	9,41	1,57	11,41	8,75	9,53	1,34	13,5
Na ₂ O	2,74	0,80	3,01	2,48	1,10	3,23	0,73	2,72	4,05	2,65	0,34	0,81
K ₂ O	0,51	0,36	0,56	0,24	0,08	0,65	0,38	0,20	0,25	0,19	0,10	0,02
P ₂ O ₅	0,26	0,09	0,17	0,16	0,13	0,14	0,21	0,14	0,18		Не опр.	0,01
П.п.п.	4,43	1,16	1,76	3,59	0,46	3,81	0,96	3,25	1,38	5,36	2,18	Не опр.
Σ	99,93		99,38	99,71		99,57		100,86	99,24	99,34		98,20

Примечание. Аг - глаукофановые сланцы Агинского пояса, БМ - эцлогиты Байкало-Муйского пояса /Габов и др., 1984/, Ок - глаукофановые сланцы Окинского пояса, К - глаукофан-лавсонитовые сланцы Куртушибинского пояса /Петрология. . ., 1977/, Б - эцлогиты Борусского пояса /Добрецов, Татаринов, 1983/, У - глаукофановые сланцы Уймонского пояса /Дук, 1982/, Ц - эцлогит массива Цзяоляо /Enami et al., 1986/.

1987/. Данные по минеральным ассоциациям, составам пород и метаморфических минералов приведены в табл. 1-3.

Борусский пояс высокобарических пород – составная часть одноименного офиолитового пояса и резко отличается по составу, структуре и строению от других высокобарических поясов юга Сибири. Офиолитовый пояс протягивается в северо-восточном направлении на 170 км при ширине 2-15 км и расположен на границе Джебашского антиклинория и Центрально-Западносиаянского синклинория /Добрецов, Татаринов, 1983/. Собственно высокобарический пояс представлен зоной серпентинитового меланжа с блоками жадеитов, эклогитов, гранатовых амфиболитов, метагаббро и других экзотических пород в подошве верхней пластины офиолитов, сложенной преимущественно перидотитами. Возраст диафореза по биотиту 400-450 млн лет (К-Аг метод) /Добрецов, Татаринов, 1983/. Возраст же высокобарического метаморфизма предпологается венд-нижнекембрийским.

Уймонский пояс сложен вулканогенно-терригенными породами теректинской серии метаморфических сланцев, которая по существующим представлениям /Дук, 1982/ слагает одноименный горст в Горном Алтае. Теректинская серия по составу с некоторой степенью условности разделяется на две свиты: существенно вулканогенную и существенно терригенную. В контактовой части высокобарических пород нередко отмечаются метаофиолиты (блоки серпентинитов, метагаббро). Специальный анализ минеральных ассоциаций /Дук, 1982/ позволил откартировать метаморфическую зональность с переходами от высокобарической глаукофановой через промежуточную кросситовую к низкобарической актинолитовой зоне. Не исключено, что происхождение этой зональности обусловлено наложением процессов более позднего зеленосланцевого метаморфизма с полным или частичным замещением ранних высокобарических минеральных ассоциаций. Типичные минеральные ассоциации, составы индекс-минералов и пород приведены в табл. 1-3.

Вопрос о возрасте глаукофансланцевого метаморфизма является предметом дискуссии. Многочисленные К-Аг определения (по валу?) колеблются от 220 до 900 млн лет, что отражает как несовершенство метода, так и многоэтапность проявления различных эндогенных процессов. С некоторыми допущениями можно предполагать, что здесь основные процессы высокобарического метаморфизма проявлены в те же временные интервалы, как и в Куртушибинском и Окинском поясах.

Северный Китай. Глаукофансланцевые пояса достаточно широко распространены в пределах каледонид и герцинид севернее Таримской и Сино-Корейской платформ и между ними /Metamorphic Map. . ., 1986/. Эклогиты и эклогит-глаукофансланцевые пояса описаны в восточной и юго-восточной краевых частях Сино-Корейской платформы /Enami et al., 1986; Zhe et al., 1987; и др./.

В возрастном отношении здесь, как и в Южной Сибири, прослеживаются две группы проявлений высокобарического метаморфизма: позднедокембрийская и раннепалеозойская. К первой группе относятся эклогиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы восточного и юго-восточного фаса Сино-Корейской платформы (массив Цзяоляо, глаукофансланцевые пояса провинций Хубей и Ангуэй), глаукофансланцевые пояса восточной части Бурейского массива (пояс Хейлуунцзян) и, вероятно, пояс Аксу северного края Таримской платформы. К раннепалеозойским относятся пояс Эбинур и Южно-Тяньшанский Северо-Западного Китая, являющийся продолжением Атбашинского /Эклогиты. . ., 1989/, пояс Северный Циньлинь в складчатых образованиях, разделяющих Таримскую и Сино-Корейскую платформы, а также глаукофансланцевые пояса

Таблица 3. Представительные анализы индекс-минералов из эклогитов и глаукофановых сланцев

Оксид	92038-10			60376			642		Б-2		К57-7		659
	Гл	Кр	Вин	КР ₁	КР ₂	Вин	Гл	Лав	Жд	Омф	Гр	Гл	
SiO ₂	55,4	55,4	55,2	56,15	54,98	55,68	56,7	41,8	56,70	57,82	38,45	57,14	
TiO ₂	0,04	0,00	0,06	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,28	0,13	0,20	0,06	
Al ₂ O ₃	8,00	3,28	2,14	7,54	3,67	2,60	8,57	32,2	21,38	4,97	21,03	7,88	
Fe ₂ O ₃	6,00	7,82	5,56	4,68	11,23	1,29	5,30	0,00	1,98	2,77	-	16,79	
FeO	9,90	12,5	10,9	8,95	9,94	14,05	12,1	0,00	1,19	2,77	27,11		
MnO	0,23	0,22	0,32	0,12	0,19	0,26	0,07	0,00	0,03	0,00	1,24	0,09	
MgO	11,2	10,2	13,9	11,94	9,29	13,36	7,13	0,02	1,40	10,0	3,09	8,55	
CaO	0,54	2,97	7,36	2,57	2,83	9,89	0,92	17,9	3,35	19,20	8,99	0,61	
Na ₂ O	7,16	5,44	3,38	6,40	6,59	2,08	7,18	0,00	13,00	3,99	0,00	6,74	
K ₂ O	0,05	0,05	0,11	0,04	0,02	0,05	0,00	0,00	0,10	0,02	0,00	0,00	
Σ	98,52	97,98	98,93	98,39	98,93	99,26	97,97	91,12	99,41	101,67	100,11	97,9	
Si	7,496	8,082	7,883	7,813	7,887	7,908	7,986	2,093	1,961	1,981	3,028	8,03	
Ti	0,004	0,000	0,007	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,008	0,004	0,012	0,01	
Al	1,305	0,567	0,360	1,238	0,621	0,435	1,424	1,901	0,872	0,216	1,952	1,31	
Fe ³⁺	0,616	0,966	0,570	0,490	1,212	0,138	0,562	0,000	0,053	0,085	-	0,45	
Fe ²⁺	1,140	1,414	1,500	1,042	1,072	1,668	1,425	0,000	0,035	0,173	1,786	1,47	
Mn	0,027	0,027	0,039	0,014	0,023	0,032	0,008	0,000	0,002	0,000	0,083	0,01	
Mg	2,314	2,208	2,968	2,476	1,986	2,827	1,496	0,002	0,073	0,549	0,363	1,79	
Ca	0,081	0,468	1,127	0,383	0,435	1,505	0,139	0,961	0,124	0,757	0,758	0,09	
Na	1,921	1,530	0,935	1,728	1,833	0,574	1,960	0,000	0,873	0,284	0,000	1,84	
K	0,010	0,010	0,020	0,007	0,003	0,009	0,0	0,000	0,004	0,001	0,000	0,0	
Σ	15,36	15,22	15,41	15,19	15,09	15,10	15,00	4,597	4,00	4,05	7,98	15,00	

Окончание табл. 3

Оксид	659в			109ж	105к		ТМ-01		ДО-01			1	2	3
	Кр	Вин	Фен	Гр	Гр	Омф	Гр	Мп	Гр	Омф	Пар	Кр ₁	Кр ₂	Фен
SiO ₂	55,63	53,96	48,94	39,56	38,52	55,14	42,2	56,7	39,6	56,4	46,9	55,50	54,71	46,69
TiO ₂	0,17	0,07	0,20	0,10	0,19	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,33	0,51	0,36
Al ₂ O ₃	5,75	2,07	23,40	21,22	21,93	8,75	23,2	6,24	21,6	11,5	39,4	2,23	3,35	24,86
Fe ₂ O ₃	17,71	15,17	8,55	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	14,90	13,95	4,28
FeO				23,78	25,80	5,89	12,2	1,57	21,6	5,65	0,00	5,40	8,03	1,91
MnO	0,30	0,49	0,17	0,65	0,84	0,05	0,21	0,0	0,45	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02
MgO	9,98	14,41	3,33	7,74	3,21	8,12	16,0	13,3	7,96	6,96	0,17	12,10	9,64	3,00
CaO	2,93	9,71	0,69	7,89	9,15	13,08	6,98	19,1	8,72	10,8	0,25	0,80	1,33	0,15
Na ₂ O	5,37	1,79	0,38	0,00	0,00	6,58	0,00	3,63	0,00	8,03	6,27	6,54	6,34	0,50
K ₂ O	0,05	0,25	10,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	0,19	0,12	11,40
Σ	97,89	97,92	95,73	100,94	99,64	97,68	100,79	100,57	99,93	99,34	94,34	98,03	98,01	93,17
Si	7,90	7,73	3,34	3,018	3,021	1,995	3,030	2,005	3,026	2,018	3,013	7,885	7,834	3,359
Ti	0,02	0,01	0,006	0,006	0,011	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,035	0,055	0,018
Al	0,97	0,35	1,89	1,909	2,028	0,373	1,963	0,260	1,945	0,485	2,983	0,372	0,566	1,981
Fe ³⁺	0,67	0,71	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,038	1,585	1,504	0,218
Fe ²⁺	1,35	1,03	0,45	1,517	1,692	0,270	0,733	0,046	1,380	0,169	0,0	0,638	0,961	0,108
Mn	0,04	0,06	0,01	0,042	0,056	0,042	0,013	0,000	0,029	0,000	0,0	0,005	0,003	0,001
Mg	2,11	3,08	0,32	0,880	0,375	0,430	1,712	0,710	0,907	0,371	0,017	2,548	2,057	0,302
Ca	0,45	1,49	0,05	0,645	0,769	0,500	0,537	0,723	0,714	0,414	0,017	0,121	0,204	0,011
Na	1,48	0,50	0,04	0,000	0,000	0,463	0,000	0,249	0,000	0,557	0,781	1,792	1,743	0,066
K	0,01	0,05	0,88	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,044	0,034	0,022	0,983
Σ	15,00	15,01	6,99	8,02	7,95	4,040	7,99	3,99	8,00	4,01	6,90	15,02	14,95	7,05

Примечание. Номера проб в таблице - авторские: 92038-10 - Тугурингринский пояс /Добрецов и др., 1988/, 60376 - Окинский /Добрецов и др., 1988/, 642 - Куртушибинский /Петрология. . ., 1977/, Б-2 и К57-7 - Борусский /Добрецов, Татарин, 1983/ и 659в - Уймонский /Дук, 1982/, 109ж, 105к - Байкало-Муйский пояса /Габов и др., 1984/, ТМ-01, ДО-01 - массив Цзяоляо /Enami et al., 1986/, 1-3 - пояс Хубей /Dobretsov et al., 1987/.

Типе - не опр.

Внутренней Монголии, среди которых наиболее изучены пояса Эрлянэ и Ондор Сум (см. рис. 1). Более дробное возрастное расчленение затруднено в связи со слабой изученностью многих поясов и неоднозначностью радиологических датировок, и поэтому оно предварительное.

Древнейшие эклогиты встречаются в виде отдельных блоков (до первых сотен метров) в гнейсах массива Цзяоляо (Шаньдунский полуостров), а также мелких блоков (до 50 см) в серпентинизированных ультрабазитах Менчжон, включенных в те же гнейсы. Характерные минеральные ассоциации приведены в табл. 1.

Широкий интервал радиологических датировок эклогитов свидетельствует о многоактном проявлении высокобарического метаморфизма или тектонической смеси разновозрастных тел. Можно выделить три группы радиологических датировок, отвечающих, по-видимому, различным этапам метаморфизма: 1100-1300 млн лет (Rb-Sr изохрона), 870-875 млн лет (Pb-Sr изохрона) и 650-750 млн лет (Rb-Sr и U-Pb по циркону). В пользу многоактности метаморфизма могут свидетельствовать также данные детального анализа минеральных ассоциаций, показывающие значительные вариации P-T-условий метаморфизма различных блоков эклогитов Менчжон, 820-850 °C и более 19 кбар (этап I) и 540-680 °C при 10-13 кбар (этап II) для эклогитов Цинлоншаня, 610-650 °C при 10-13 кбар для эклогитов Кайху. Этап II в эклогитах Цинлоншаня и основной этап в эклогитах Кайху связываются с орогеническими движениями Тайхан. Большая часть тел эклогитов (включая Цинлоншань и Менчжон) концентрируются в одной полосе к юго-востоку от г. Донхай, а эклогиты Кайху обособляются в другой зоне.

Среди эклогитов выделяются кианитсодержащие магнезиальные эклогиты (см. табл. 1), содержащие наиболее магнезиальные гранаты (F = 30-34%) с минимальной кальциевостью (18-23%) и моноклинным пироксеном (10-27% жадеита). В других эклогитах железистость гранатов 60-78%, кальциевость 24-27%, пироксены делятся на две разновидности: ранние, содержащие 50-57% жадеита и 2-10% эгирина, и поздние (в том числе в симплектитах), содержащие 30-35% жадеита и 10-20% эгирина.

Южным продолжением эклогитового пояса является глаукофансланцевый пояс Яшань (провинция Аньхой), протягивающийся в субмеридиональном направлении на расстояние свыше 400 км [Wang et al., 1988]. Возраст метаморфизма 776 млн лет (Pb-Sr изохрона). Глаукофансодержащие толщи несогласно перекрываются венд-нижнепалеозойскими отложениями. Метабазальты с Na-амфиболами переслаиваются с кремнистыми метатупаками, кератофирами, туфобрекчиями и силицилитами и ассоциируют с кварц-альбит-хлорит-серпичитовыми сланцами различного состава. Данные о минеральных ассоциациях высокобарического метаморфизма противоречивы. По материалам К. Ванга и соавторов [Wang et al., 1988], минеральные ассоциации соответствуют промежуточным давлениям и характеризуются наличием кроссита или барруазита и отсутствием лавсонита и чистого глаукофана. Джин Янрэн [Jing, 1988] отмечает присутствие жадеита и ассоциации глаукофана с лавсонитом.

Эклогит-глаукофансланцевый пояс Хубей - западное продолжение описанного выше пояса и является составной частью складчатых образований между Южно-Китайской и Сино-Корейской платформами. Глаукофановые сланцы откартированы в виде трех отдельных полос на южных отрогах хребтов Циньлинь и Дабешань среди осадочных образований среднего - верхнего про-

терозоя. Эклогиты в виде отдельных небольших блоков встречены только в восточной части пояса. Глаукофансланцевая формация представлена вулканиитами среднего – основного состава (известковощелочная серия), переслаиваемыми с терригенными образованиями. Характерными метаморфическими минералами выступают кроссит, стильномелан, пьмонтит. Возраст высокобарического метаморфизма 650 млн лет (U–Pb метод) /Zhe et al., 1987/, что соответствует последнему этапу метаморфизма эклогитов Цзяоляо. Возраст метаморфизма неизменных эклогитов 875 млн лет (K–Ar метод) /Hu, Zhang, 1988/, что тоже хорошо коррелируется с выделенными ранее этапами метаморфизма.

Глаукофансланцевый пояс Хейлунцзян (по названию свиты, включающей глаукофановые сланцы) приурочен к восточному фасу Буреинского массива и протягивается в меридиональном направлении на расстояние свыше 400 км параллельно офиолитовому поясу Муданцзянь. Он сложен вулканиитами основного состава, граувакками, кремнисто-глинистыми осадочными породами и известняками. Офиолиты включают тела серпентинизированных лерцолитов, метапироксениты и метагаббро. Характерные минералы метаморфических ассоциаций – кроссит, пьмонтит, фенгит. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма предполагается верхнепротерозойским /Metamorphic Map..., 1986/. Радиологические датировки для глаукофановых сланцев отсутствуют. Косвенным признаком в пользу докембрийского возраста метаморфизма может быть тот факт, что глаукофановые сланцы прорываются плагиогранитами, имеющими возраст 460 млн лет (K–Ar метод) /Yan et al., 1988/.

Пояс Раохе располагается к западу от пояса Хейлунцзян между Буреинским и Ханкайским массивами. Он сложен триасовыми офиолитами Раохе, в серпентинитовом меланже которых встречаются обломки глаукофановых сланцев /СаО, 1988/. Возраст их неизвестен, но, возможно, это самые молодые глаукофановые сланцы, близкие по возрасту триасовым этапам метаморфизма в Центральном Сихотэ-Алине: 220 млн лет и одновозрастными сланцами Сангун в Японии /Dobretsov et al., 1987/.

В структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса распространены в основном глаукофансланцевые пояса раннепалеозойского возраста. Их характерная особенность состоит в тесной ассоциации с офиолитовыми поясами, более того, нередко они выступают как составные части последних.

Древним является позднедокембрийский глаукофансланцевый пояс Аксу, который протягивается в широтном направлении на расстояние около 200 км к востоку от одноименного поселка и приурочен к северному фасу Таримской платформы. Радиологические датировки для него отсутствуют, однако докембрийский возраст высокобарического метаморфизма обосновывается тем, что складчатые образования, включающие глаукофановые сланцы, несогласно перекрываются вендскими тиллитами. Собственно глаукофановые сланцы ассоциируют с хлорит-мусковит-кварц-альбитовыми сланцами, содержащими прослой кварцитов, магнетитсодержащих кварцитов и мраморов. В породах широко проявлены изоклиальная складчатость и складчатость течения. Глаукофан встречается редко. Na–амфиболы чаще представлены кросситами и баруазитами.

Пояс Эбинур в Китайской Джунгарии протягивается в северо-восточном направлении к северу от одноименного озера. Глаукофановые сланцы встречаются в виде небольших линз или удлиненных блоков среди существенно метатерригенных пород среднеордовикского возраста /Metamorphic Map..., 1986/. Интервал радиологических датировок аналогичен таковому для Южного Тяньшаня и Урала: 400–460 млн лет /Dobretsov et al., 1987/. По данным Ли Юинги /Li, 1988/, проявления высокобарического метамор-

физма имеют пятнистое распространение среди выходов спилит-кварц-кератофиновой формации, степень метаморфизма которой соответствует пренит-пумпеллитовой субфации. К разломам, отделяющим выходы глаукофансланцевой формации, нередко приурочены небольшие тела серпентинизированных нестратифицированных ультрабазитов. Na- амфиболы представлены кросситами, винчитами, реже глаукофанами с повышенным содержанием рибекитового компонента.

Ю ж н о - Т я н ь ш а н с к и й глаукофансланцевый пояс, расположенный южнее пояса Эбинур, также имеет субширотное простирание и протягивается на расстояние свыше 300 км при ширине 10-20 км. По-видимому, этот пояс можно считать восточным продолжением Атбашинского глаукофансланцевого пояса Южного Тяньшаня, описанного ранее /Добрецов, 1974/. Породы, претерпевшие высокотемпературный метаморфизм, считаются верхнесилурийскими, однако не исключено, что здесь, как и в Атбашинском и Алайском хребтах Южного Тяньшаня, линзы глаукофановых сланцев более древнего возраста включены в несерпентинитовый меланж, большая часть осадочных образований которого имеет верхнесилурийский возраст. Глаукофановые сланцы ассоциируют с кварц-альбит-мусковитовыми сланцами с прослоями мраморов и кварцитосланцев. В метатерригенных породах интенсивно проявлена микроскладчатость. Na-амфиболиты часто представлены глаукофаном, замещенным в краевых частях кросситом и барруазитом. Минеральные ассоциации, нередко включающие биотит и гранат, соответствуют, как правило, более высоким температурам метаморфизма.

Глаукофановые пояса Внутренней Монголии в последние годы изучаются довольно интенсивно, однако литературные данные по ним крайне скупы, поэтому при их описании мы ограничимся двумя наиболее детально изученными поясами - Ондор Сум и Эрлян.

П о я с О н д о р С у м северо-восточного простирания расположен в окрестностях одноименного селения. Он включает метаморфизованные вулканы основного состава, туфогенноосадочные породы, известняки и глинисто-кремнистые сланцы с дислоцированными блоками серпентинитов, пироксенитов и габбро, представляющие метаофиолиты /Hu, 1983; Metamorphic Map..., 1986; Yan et al., 1988/. Офиолиты одноименного пояса прослежены на расстояние свыше 2000 км от верховьев р. Хар Морон на восток до г. Урад Реа на западе. Не исключено обнаружение во всей этой полосе глаукофановых сланцев, которые диагностируются сложнее. Для метаморфитов характерны ассоциации глаукофана с лавсонитом и жадеита с лавсонитом, что указывает на более высокие по сравнению с описанными выше поясами давления. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма 445-460 млн лет (Ar-Ar метод) /Yan et al., 1988a/, возраст ассоциирующих с голубыми сланцами офиолитов 509 млн лет (Rb-Sr изохрона).

П о я с Э р л я н ь, расположенный юго-восточнее г. Эрлян, в китайской литературе самостоятельно не выделялся и рассматривался в качестве части пояса Ондор Сум. Однако целый ряд признаков, и прежде всего ассоциация с более молодыми ордовикскими офиолитами, а также резкое изменение ориентировки и расхождение поясов в восточной части, позволяет считать его самостоятельной структурой. Состав пояса во многом сходен с составом описанного выше пояса Ондор Сум, однако минеральные ассоциации соответствуют более низким давлениям. Для них характерны кроссит, винчит, редко глаукофан, отсутствуют жадеит и лавсонит. Радиологических датировок метаморфизма нет, возраст его предполагается силурийским /Hu, 1983/.

Ц и л я н ь с к и й (эклогит-глаукофансланцевый) п о я с, протягивающий-

ся в северо-западном направлении на расстояние свыше 500 км при максимальной ширине до 50 км, входит в состав складчатых образований, разделяющих Таримскую и Сино-Корейскую платформы. Структурно его можно считать северо-западным продолжением эклогит-глаукофансланцевого пояса Хубей. Отмечается сходство этих поясов по составу слагающих их метаморфических пород /Hu, Zhang, 1988/. Отличие поясов заключается в гораздо более выраженной степени дифторических изменений эклогитов и глаукофановых сланцев Цилянского пояса. Кроме того, радиологические датировки свидетельствуют о более молодом возрасте высокобарического метаморфизма Цилянского пояса - 440 млн лет /Dobretsov et al., 1987/. Однако не исключено омоложение, обусловленное широким проявлением в данном регионе более поздних процессов метаморфизма.

Сопоставление высокобарических поясов. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Северного Китая имеют целый ряд общих черт минералогии, состава слагающих их пород и структурно-тектонического положения. В то же время практически у каждого пояса есть хорошо выраженные индивидуальные особенности, отражающие как специфику его формирования, так и преобразования, обусловленные дальнейшей эволюцией складчатых регионов.

По особенностям РТ-режимов метаморфизма выделяются три группы поясов:

эклогит-глаукофановые пояса (Цзяоляо, Яшань, Хубей, Цилян, Байкало-Муйский), пруроченные к краевым частям крупных консолидированных блоков и, как правило, тектонически совмещенных с архейско-нижнепротерозойскими кристаллическими комплексами. Среди описанных высокобарических образований они являются наиболее древними. Радиологические определения для этих поясов показывают, с одной стороны, что начальные этапы формирования специфических высокобарных режимов метаморфизма соответствуют рифею: 1300-1100 млн лет, с другой - достаточно длительную историю развития и многоэтапность формирования таких комплексов - 1300-650 млн лет;

собственно глаукофансланцевые пояса с низкотемпературными высокобарическими ассоциациями глаукофана, лавсонита и жадеита (Ондор Сум, Куртушибинский), по своей структурно-тектонической позиции, составу слагающих их пород и другим признакам они не отличаются от третьей группы промежуточных по давлениям высокобарических поясов;

глаукофан-зеленосланцевые пояса (Хейлунцзян, Аксу, Южно-Тяньшанский, Эбинур, Эрлянь, Тукурингринский, Аргуньский, Агинский, Окинский, Уймонский) характеризуются промежуточными давлениями метаморфизма. Однако ни в возрастном отношении, ни по структурно-тектоническому положению они не отличаются от поясов описанной выше группы. Возможно, различия метаморфизма обусловлены разным эрозионным срезом либо особенностями их последующей метаморфической переработки. В пользу последнего предположения и может свидетельствовать характер постоянно проявляемых регрессивных замещений первичных высокобарических ассоциаций. Наиболее древними являются пояса южного обрамления Сибирской платформы. Ранние этапы высокобарического метаморфизма в них отвечают позднему этапу метаморфических преобразований эклогит-глаукофансланцевых поясов: 600-650 млн лет. Эти пояса фиксируют крупнейшую сутурную линию - границу Палеосибирского континента в венде - кембрии. Глаукофансланцевые пояса Северного Китая с возрастом 400-460 млн лет расположены в зонах совмещения каледонских и герцинских складчатых сооружений и фиксируют различные этапы эволюции Палеоазиатского океана.

Характерная особенность всех без исключения поясов состоит в их по-

стоянной ассоциации с офиолитами или офиолитокластовыми олистостромами; более того, некоторые пояса (Куртушибинский) являются составной частью офиолитовых поясов. Состав глаукофансланцевых поясов достаточно пестрый, однако резко преобладают вулканогенно-терригенные образования. Такая пестрота может объясняться тем, что эти пояса представляют собой тектоническую смесь разноформационных породных комплексов. Метавулканиты глаукофансланцевых комплексов (см. табл. 2) по составу большей частью не отвечают типичным базитам открытых океанов или островных дуг. По мнению Г.Г. Дук (см. статью Г.Г. Дук в наст. сб.), они соответствуют типичным трапам. Однако исследование в современных периокеанических структурах и в районах распространения древних офиолитов выявило присутствие в виде силлов, реже эффузивных потоков высокодифференцированных базитов, близких по составу таковым из глаукофансланцевых поясов. Этот вопрос требует специального изучения, однако постоянная ассоциация с офиолитами, присутствие разноформационных породных комплексов и некоторые другие признаки свидетельствуют в пользу формирования глаукофансланцевых комплексов в зонах коллизий океаническая плита - островная дуга - окраинное море - континент.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

- Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г. Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье // Петрология и минералогия базитов Сибири. - М.: Наука, 1984. - С. 36-49.
- Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. О тектонической природе "выступов древнего фундамента" в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. - 1985. - № 6. - С. 30-38.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 427 с.
- Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. - М.: Наука, 1986. - С. 26-36.
- Добрецов Н.Л., Карсаков Л.П., Скляров Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геология и геофизика. - 1988. - № 1. - С. 3-11.
- Добрецов Н.Л., Татаринов А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - 125 с.
- Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений. - Л.: Недра, 1982. - 184 с.
- Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1979. - 310 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 218 с.
- Эклогиты и глаукофановые сланцы складчатых областей / Под ред. Н.Л. Добрецова и Н.В. Соболева. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. - 176 с.
- Cao C. The ophiolite belts of North-Eastern China // Metamorphism and crustal evolution: Abstracts. - Changchun (China), 1988. - P. 19-28.
- Dobretsov N.L., Coleman R.G., Liou J.G., Maruyama S. Blueschist belts in Asia and possible periodicity of blueschist facies metamorphism // Ophioliti. - 1987. - N 3. - P. 445-456.

- Enami M., Wang S., Zhang Q., Hiraiwa J. Eclogites from the Doudai district, Jiansu province, East China // Bull. Nagoya University Museum. - 1986. - N 2. - P. 55-70.
- Hu K., Zhang Sh. Characteristics of eclogite belt in Central China // Metamorphism and crustal evolution: Abstracts. - Changchun (China), 1988. - P. 48-50.
- Hu X. Glaucophane schists and their geological nature in Nei Mongol // Contrib. Proj. Plate Tect. in Northern China. - 1983. - N 1. - P. 230-242.
- Jing Y. Metamorphism of high-pressure metamorphic belt in Anhui province, China // Metamorphism and crustal evolution: Abstracts. - Changchun (China), 1988. - P. 70-71.
- Li Y. Glaucophane-greenschist facies metamorphism in Xinjiang, China // Metamorphism and crustal evolution: Abstracts. - Changchun (China), 1988. - P. 56-58.
- Metamorphic Map of China (with explanatory text) / Ed. by Dong Shenbao. - Beijing (China), 1986. - 162 p.
- Wang X., Liou J.G., Jing Y. et al. Precambrian blueschist in Anhui, Central China // Metamorphism and crustal evolution: Abstracts. - Changchun (China), 1988. - P. 37.
- Zhe G., Wang Y., Huang E., Wang Ch. Characteristics and geological significance of the glaucophane schist belt in north Hubei Province // Contribution to compilation and study of metamorphic map of China. - Beijing: Geological Publishing house, 1987. - P. 106-108.
- Yan Z., Tang K., Bai J., Mo Y. High pressure metamorphic rocks and their tectonic environment in North-Eastern China // International symposium on Pre-jurassic evolution of Eastern Asia. - Beijing, 1988. - P. 135-139.

Дун Шеньбао

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫХ ПОЯСОВ В КИТАЕ

В данной статье рассматриваются особенности глаукофансланцевого метаморфизма и обсуждаются основные черты глаукофансланцевых поясов Китая.

Основные критерии выделения глаукофансланцевой фации метаморфизма вытекают из следующих фактов:

глаукофансланцевый метаморфизм проявляется в региональном масштабе, как правило в виде линейных поясов протяженностью до тысяч километров в породах разного состава;

характерными метаморфическими минералами глаукофановых сланцев являются Na-амфиболы (глаукофан-магнезиорибекит), лавсонит, стильпномелан, пьомонтит, барруазит, жадеит, арагонит. Ассоциации этих минералов служат признаком самостоятельной низкотемпературной фации метаморфизма высоких давлений;

глаукофановые сланцы могут представлять одну из зон в последовательной метаморфической зональности в отдельных метаморфических поясах.

Большинство исследователей признает, что глаукофан отражает специфические условия метаморфизма, т.е. высокие давления при низких температурах, в то же время только часть экспериментальных исследований с глаукофаном можно признать удачной в связи со сложностями термодинамического и другого характера. Большинство реакций с участием глаукофана вряд ли смогут быть откалиброваны экспериментально из-за трудности учета влияния реальных составов глаукофанов и сосуществующих фаз. Только жадеит (+ кварц), лавсонит и арагонит могут быть использованы достаточно универсально в качестве некоторого стандарта при сопоставлении с глаукофановыми реакциями. В последние годы экспериментальные исследования реакций перехода от зелено- к глаукофансланцевой фации [Maresh, 1977; Koons, 1982; Maruyama et al., 1986] позволили получить неплохие предварительные результаты, которые могут быть положены в основу геобарометров для оценки давлений метаморфизма. Дробное подразделение глаукофансланцевой фации предлагали разные исследователи [Добрецов, 1974; Winkler, 1974; и др.]. Основываясь на экспериментальных данных, желательно выделять глаукофан-лавсонитовую и глаукофан-зеленосланцевую (переходную) фации в качестве номенклатурных фациальных групп. Более дробное подразделение фации глаукофановых сланцев по температуре и давлению показано на рис. 1.

Характерные минеральные парагенезисы каждой выделенной на рис. 1 ассоциации следующие (сокращения см. в Примечании к табл. 1):

1. Лавсонит-альбитовая ассоциация: Лав+Пумп+Хл+Аб; Лав+Пумп+Кцо+Хл; Лав+Пумп+Цо+Аб; Лав+Хл+Аб(+Фен).

2. Na-амфибол-пумпеллитовая: Na-амф+Пумп+Эп+Хл+Аб; Mg-риб+Na-пир (до 10 % жадеита) +Хл+Аб; Na-амф+Пумп+Кцо+Аб; Вин+Эп+Аб; Na-амф+Кцо+Хл+Аб.

3. Глаукофан-лавсонитовая: Гл+Лав+Цо+Жд; Гл+Лав+Хл; Гл+Пумп+Цо; Гл+Лав+Пумп; Гл+Цо+Хл.

4. Na-амфибол-актинолитовая: Mg-риб+Акт+Эп+Хл+Аб+Кв; Mg-риб+Цо+Хл; Mg-риб+Акт(Бар)+Цо.

5. Глаукофан-актинолитовая: Гл+Акт+Кцо+Хл+Аб+Кв; Гл+Цо+Хл+Акт.

Фашия глаукофановых сланцев образует фашиальные серии внутри единых метаморфических поясов, включающих тектонические и нетектонические блоки. Наиболее четко выделяются две категории фашиальных серий в метаморфических поясах: субзеленосланцевая фашиальная серия, которая представлена главным образом дозеленосланцевыми ассоциациями, и глаукофан-зеленосланцевая фашиальная серия, представленная ассоциациями глаукофановой и зеленосланцевой фаший, в меньшей степени - ассоциациями субзеленосланцевых фаший. Выделяются следующие типы фашиальных серий:

1) Субзеленосланцевые фашиальные серии: а - пумпеллитовая (ПФ) - глаукофан-лавсонитовая (ГФ) - зеленосланцевая (ЗФ) с хлоритомидом (р. Ярлун Замбо, Тибет); б - ломонтитовая (ЛФ) - пренит-пумпеллитовая (ППФ) - глаукофан-зеленосланцевая (ГЗФ) (Юго-Западная Джунгария, Синцзян).

2. Глаукофан-зеленосланцевые фашиальные серии: а - ГЗФ - ЗФ (Би-Хл-ступень) - ЗФ (Альм-ступень) с эклогитами типа С - АФ (хлоритомидом)

товая ступень) (Северный Хубей); б - ГФ - ЗФ (Би-Хл-ступень) - ЗФ (Альм-ступень) с эклогитами типа С (Цзянь); в - ГФ - ГЗФ - ЗФ (Хл-ступень) (Ондор Сум, Внутр. Монголия); г - ГЗФ (Альм-Гл-сланцы) + ЗФ (Хл-Би-ступень) + ЗФ (Альм-ступень) (Южный Тяньшань, Синцзян).

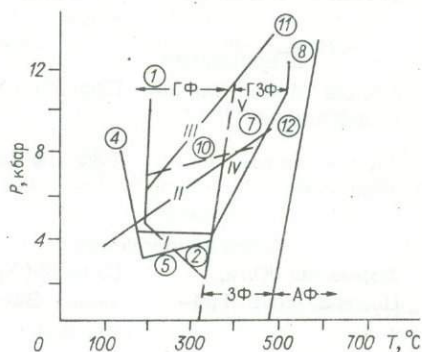
Для некоторых поясов отмечаются последовательные стадии перекристаллизации глаукофана и переход от натровых к кальциевым амфиболам. Можно отметить литологическое разнообразие глаукофансланцевых поясов. Кроме поясов, сложенных мафическими породами и граувакками, встречаются пояса, представленные кислыми вулканитами натровой серии, пелитами, кварцитами и даже известняками. Породные комплексы глаукофансланцевых поясов весьма разнообразны и определяются геологической обстановкой образования. Они могут включать офиолитовые серии (стратифицированные и нестратифицированные), бимодальные вулканические серии, вулканиты и вулканокластиты натровой серии, флишеидные формации и некоторые отложения, характерные для континентальных шельфов. Иными словами, общепринятая точка зрения, что глаукофановые сланцы приурочены только к офиолитовым протолитам и являются реликтами палеозон субдукции, не отражает реальную ситуацию, т.е. что породные ассоциации включают и кристаллические комплексы континентального основания, и разнообразные гранитоидные формации.

Главные особенности глаукофановых сланцев Китая. Глаукофановые пояса разнообразного возраста широко распространены на территории Китая. Множество проявлений глаукофанового метаморфизма отражено на метаморфической карте Китая /Dong et al., 1986/. Их распределение схематически показано на рис. 2.

Основные особенности эпох глаукофансланцевого метаморфизма, а также характерные минералы и породные комплексы поясов представлены в таблице. Можно выделить четыре группы глаукофансланцевых поясов: протерозойские пояса внутри кратонов; каледонские интракратонные пояса; палеозойские перикратонные пояса в северной краевой части Китайской платформы; мезокайнозойские глаукофансланцевые пояса, связанные с субдукционными процессами. Ниже приводится краткая характеристика этих групп.

Рис. 1. Субфации глаукофансланцевой фации.

ГФ - глаукофан-лавсонитовая фация; ГЗФ - глаукофан-зеленосланцевая фация; ЗФ - зеленосланцевая фация; АФ - амфиболитовая фация; I - лавсонит-альбитовая ассоциация; II - Na-амфибол-пумпеллитовая ассоциация; III - глаукофан-лавсонитовая ассоциация; IV - Na-амфибол-актинолитовая ассоциация. Цифры в кружках - главные реакции: 1 - $\text{Прен} + \text{Хл} + \text{Кв} = \text{Пумп} + \text{Акт} + \text{Кв}$, 2 - $\text{Прен} + \text{Хл} + \text{H}_2\text{O} = \text{Пумп} + \text{Акт} (\text{Тр}) + \text{Кв}$, 4 - $\text{Гей} = \text{Лав} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$, 5 - $\text{Лом} = \text{Лав} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$, 7 - $\text{Лав} = \text{АН} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$, 8 - $\text{Гл} + \text{М} - \text{риб} + \text{Хл} + \text{Кв} = \text{Тр} + \text{Аб} + \text{Гем} + \text{H}_2\text{O}$, 10 - $\text{Гл} + \text{Кцо} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O} = \text{Тр} (\text{Акт}) + \text{Хл} + \text{Аб}$, 11 - $\text{Аб} = \text{Жд} + \text{Кв}$, 12 - $\text{Ка} = \text{Араг}$.



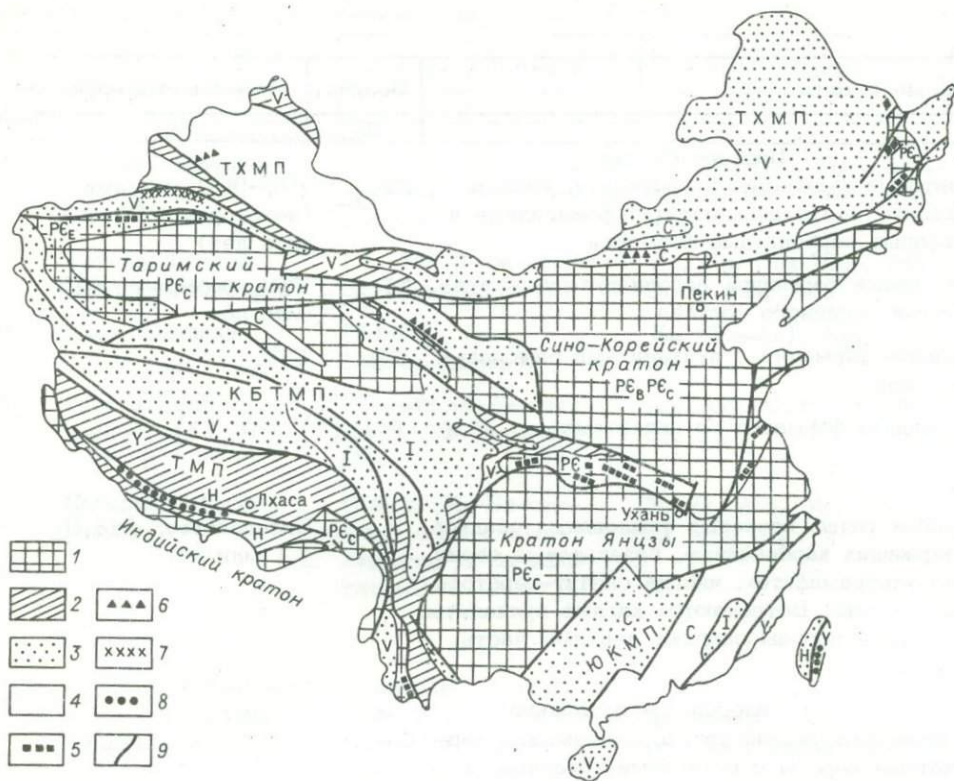
Главные особенности глаукофансланцевых поясов Китая

№ п/п	Название	Фациальные серии	Индекс-минералы
1	1а	2	3
Протерозойские			
1	Кратон, Северный Янцзы	Гф - Гзф - Зф - Аф-зеле-носланцевая с Са-эклогитами	Кр, Mg-Риб, Бар, Акт, Стил, Фен, Пьем, Жд-пир
2	Группа Ланьсян, Западный Юньнань	ГфЗ-Зф (Пл-би-ступень) Зф (Альм-ступень)	Гл, Кр, Вин, Бар, Акт, Стил, Фен, Хлд
3	Аксу, Синцзян	ГЗф-Зф (Хл-Би-ступень)	Кр (Fe-Гл), Акт, Стил, Фен
4	Группа Хейлун-цзян	ГЗф-Зф(Хл-Би-ступень) -Зф (Алм-ступень)	Кр, Акт, Стил, Гр, Му, Би, Эп
5	Северный Цилянь, Ганьсу	ГЗф-Зф(Хл-Би-ступень) - Зф (Альм-ступень) с Са-эклогитами	Гл, Кр, Акт, Мп, Жд, Хлд, Фен, Цо
Каледонско-герцинские			
6	Южный Тяньшань, Синцзян	ГЗф-Зф (Хл-Би-ступень)-Зф (Альм-ступень)	Кр, Na-Пир, Эг, Бар Акт, Кцо, Альм, Фен
7	Юго-Западная Джунгария, Синцзян	Лф-ППф-ГЗф-Зф (Хл-ступень)	Кр, Цо, Му, Акт
8	Ондор Сум, Внутренняя Монголия	Гф-ГЗф-Зф (Хл-ступень) с эклогитами	Кр, Mg-риб, Лав, Стил, Фен, Араг, Fe -Тк, Кв
Герцинские			
9	Группа Моян, Западный Юннань	ГЗф-Зф (Хл-ступень)	Кр, Mg-риб, Стил, Эп, Сер(Му)
10	Гарц - Литан, Сычуань	ГЗф-Зф (Хл-ступень)	Na-амф, Эп, Хл, Аб
Мезокайнозойские			
11	Формация Юли, Центральный Тайвань	ГЗф-Зф(Хл-Би-ступень) Зф (Альм-ступень)	Кр, Са-амф, Гр, Эп, Стил
12	р. Ярлун Замбо, Тибет	ГЗф-ППф-Гф-Зф (Хлд-ступень)	Mg-риб, Бар, Акт, Лав, Стил, Фен, Эп

Примечание. Фации: Гф - глаукофан-лавсонитовая, ГЗф - глаукофан-зеленосланцевая, Зф - зеленосланцевая, Лф - ломонитовая, ППф - пре-нит-пумпеллиитовая, Аф - амфиболитовая. Аб - альбит, Амф - амфибол, Акт - актинолит, Бар - барруазит, Би - биотит, Гр - гранат, Жд - жадеит, Жд-пир - жадеитовый пироксен, Ка - кальцит, Кв - кварц, Кр - кроссит, Ки - кианит,

Основные типы	Возраст	Время метаморфизма
4	5	6
Протерозойские		
Базитовые вулканиты и граувакки, кислые вулканиты и вулканокластиты, флишеидные и шельфовые карбонатные формации	PR ₂₋₃	700-900 млн лет (некоторые 220-230 млн лет)
Флишеидные формации, ассоциирующие с вулканитами основного состава	PR ₂₋₃	PR ₃ , возможно 806 млн лет
Флишевая формация с вулканитами бимодальной серии	PR	PR ₃
Флишеидная формация со спилитами	PR ₃ (?)	PR ₃ (?)
Мощная толща незрелых флишеидных осадков, содержащих карбонатные, базальтовые серии, тела ультрамафитов, иногда спилит-кератофиловую серию. Встречаются кислые вулканиты. Осадочные породы слагают верхнюю часть разреза		Каледонское, 448,6±1 млн лет
Каледонско-герцинские		
Мощная флишеидная толща, содержащая карбонатные породы с остатками кораллов, а также вулканиты бимодальной серии	C-D	Герцинское
Вулканиты кислого и основного состава со спилитами, телами ультрамафитов и осадками, включающими радиоляритовые кремни	O-C	Каледонские (?)
Вулканиты основного состава с габбро и ультрабазитами, осадочные серии с карбонатными породами и железистыми кварцитами		Раннекаледонское, 426±15 млн лет - возраст гранитов
Герцинские		
Флишевая формация с вулканитами основного состава	D	Раннегерцинское
Базитовые вулканиты с прослоями радиоляритов и телами ультрамафитов	P(?)	Герцинское или индосинийское
Мезокайнозойские		
Глубоководные осадки с базитами и ультрабазитами	P-K	Яньшаньско-кайнозойские
Стратифицированная офиолитовая серия	T	Гималайское, K ₃

Лав - лавсонит, Mg-риб - магнезио-рибекит, Кп - клинопироксен, Му - мусковит, Омф - омфациит, Пл - плагиоклаз, Рог - роговая обманка, Сер - серицит, Стил - стилиномелан, Став - ставролит, Са-амф - кальциевый амфибол, Fe-Тк - ферротальк, Фен - фенгит, Хл - хлорит, Хлд - хлоритоид, Цо - цоизит, Эп - эпидот.



Р и с. 2. Схема распространения глаукофансланцевых поясов Китая.

1 - докембрический кристаллический фундамент; 2 - региональный высокоградиентный метаморфизм; 3 - зеленосланцевый метаморфизм; 4 - метаморфизм погребения; 5-8 - глаукофансланцевые пояса: верхнепротерозойские (5), каледонские интракратонные (6), палеозойские перикратонные (7), мезокайнозойские (8); 9 - разломы. P_{ϵ} - поздний архей; $P_{\epsilon c}$ - ранний протерозой; P_{ϵ} - поздний протерозой; С - каледониды; V - герциниды; I - индосиниды; Y - яньшаниды; H - гималаиды; КБТМП - Куньлунь-Баянхар-Тангулинская метаморфическая провинция; ТМП - Тибетская метаморфическая провинция; ТХМП - Тяньшань-Хинганская метаморфическая провинция; ЮКМП - Южно-Китайская метаморфическая провинция.

Протерозойские глаукофансланцевые пояса внутри крупных кратонов.

Эта группа глаукофансланцевых поясов представлена главным образом поясами кратона Янцзы, протягивающимися на тысячи километров. Они сложены породными комплексами среднего - верхнего протерозоя с позднепротерозойским возрастом высокобарического метаморфизма. Этот метаморфизм является последней фазой протерозойского метаморфического цикла Китайской платформы. Породы в пределах этих поясов метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (до альмандиновой ступени), а глаукофановые сланцы встречаются в виде протяженных полрс или приурочены к определенным горизонталам. Нередко присутствие эклогитов С-типа. Высокобарические минеральные ассоциации представлены так: Na -амф+Акт+Стил+Фен+Цо (+Пьем+Жд+Бар). Первичные породные комплексы весьма разнообразны, преобладают флишевые формации, переслаивающиеся с базальтами, вулканитами и вулканокластитами

бимодальной серии, вулканиты и вулканокластиты натровой серии. Офиолиты не характерны. Ниже приведено краткое описание нескольких сланцевых поясов из древних кратонов и массивов.

К р а т о н Я н ц з ы. Глаукофановые сланцы этого кратона ограничены с обеих сторон разломами. Они имеют субширотное простирание в основной части своего распространения от провинций Ганьсу и Шаньси до провинций Хенань и Хубей и поворачивают в северо-западном направлении в провинциях Аньхой и Ганьсу, протягиваясь на расстояние до 1700 км. Перекрывающие отложения имеют вендский возраст, значительно варьируют по составу. В северной части они представлены главным образом геосинклинальными отложениями палеозойского возраста. Раннепротерозойские или архейские гнейсы кристаллического фундамента обнажаются в северной (Хенань, Хубей) и северо-восточной (Аньхой, Ганьсу) частях пояса. Большинство изотопных датировок указывает на верхнепротерозойский возраст метаморфизма (600–900 млн лет). По минеральным взаимоотношениям и распределению различных фаций можно выделить три части глаукофансланцевого пояса: западную, центральную и северо-восточную.

Западный пояс (группа Букоу) расположен в районах сочленения трех провинций: Ганьсу, Сычуань и Шанси и представляет собой ограниченный разломами блок, зажаты между палеозойскими геосинклинальными отложениями.

Изотопные датировки 700–900 млн лет, а также то, что глаукофановые сланцы несогласно перекрываются вендскими отложениями, свидетельствуют в пользу верхнепротерозойской эпохи высокобарического метаморфизма. Несколько линз глаукофановых сланцев включены в зеленосланцевые толщи со степенью метаморфизма до алмандиновой ступени. Высокобарический метаморфизм соответствует глаукофан-зеленосланцевой фации. Наиболее типичны следующие минеральные ассоциации: в метабазитах $Kp+Akt+Xл+Эп+Аб+Кв$, $Kp+Стил+Xл+Эп+Аб+Кв$, $Бар+Xл+Эп+Стил+Аб+Кв$, $Вин+Стил+Xл+Эп+Аб+Кв$; в метапелитах и кислых метаэффузивах $Бар+Му+Эп+Кв+Аб$, $Бар+Стил+Му/Серт+Xл+Кв+Аб$.

Метаморфические породы представлены филлитами, серицитовыми и хлорит-серицитовыми сланцами, зелеными сланцами и зеленокаменными породами, метафельзитами и метариолитами, реже карбонатными сланцами. В целом первичные породы могут быть отнесены к флишевой формации с бимодальными вулканическими сериями, иногда содержащей породы спилит-кератофировой серии.

Центральный пояс расположен на территории провинций Хенань, Шанси и Хубей, протягиваясь на расстояние свыше 750 км при субширотном простирании. Глаукофановые сланцы и ассоциирующие породы несогласно перекрываются вендскими геосинклинальными отложениями. В их основании находятся раннепротерозойско-архейские гнейсы кристаллического фундамента. Большинство изотопных датировок соответствует интервалу 600–900 млн лет с отдельными значениями до 1300 млн лет. Кроме того, некоторые даты попадают в интервал 220–230 млн лет, однако их соответствие геологическим процессам требует дальнейшего изучения. В низах разреза зеленосланцевого комплекса, включающего глаукофановые сланцы, встречаются элогиты С-типа. Степень метаморфизма в отдельных обнажениях может повышаться до кианитовой ступени. Однако этот вопрос требует дальнейшего изучения. Довольно обычны проявления жил с Na -амфиболом и перекристаллизация глаукофана вдоль зон разломов. Предполагается, что голубые амфибол-асбесты в глаукофановых сланцах района Шеннань – Нейсян (провинция Хенань) образовались в результате гидротермального воздействия на поздней стадии метаморфичес-

кого процесса. Наиболее типичны следующие минеральные ассоциации: в метабазитах $Kr+Mg$ -риб+Стил+Эп+Хл+Аб, $Kr+Mg$ -риб+Акт+Эп+Хл+Му+Аб, Бар+Стил+Эп+Аб+Кв, $Kr+Mg$ -риб+Би+Хл+Пл; в щелочных вулканокластитах $Kr+Mg$ -риб+Му+Кв+Аб, $Kr+Mg$ -риб+Эп+Хл+Аб+Кв, $Kr+Mg$ -риб+Пьем+Эп+Аб+Кв, $Kr+Mg$ -риб+Му+Гр+Кв+Аб; в метапелитах Mg -риб+Сер+Стил+Кв, Mg -риб+Сер+Хл+Стил+Кв, Mg -риб+Кв+Му, Пьем+Сер+Кв; в карбонатных сланцах Mg -риб+Ка+Дол+Кв, Mg -риб+Ка+Аб+Кв, Mg -риб+Ка+Хл+Кв, Mg -риб(Kr)+Хлд+Ка+Кв.

Формационно породы, слагающие глаукофансланцевый пояс, представлены (сверху вниз по разрезу): отложениями континентального шельфа – базитовыми вулканитами – кислыми вулканитами и вулканокластитами натровой серии, иногда с породами спилит-кератофировой серии – осадочными формациями с фосфоритсодержащими карбонатными породами. Иными словами, весь этот породный комплекс можно рассматривать как отложения континентального шельфа с бимодальной вулканической серией.

Северо-восточный пояс протягивается вдоль разлома Лузун (провинции Аньхой и Цзянсу) в северо-восточном направлении на расстояние свыше 650 км. Сланцевый пояс занимает примерно то же стратиграфическое положение, что и в центральной части, и также перекрывается вендскими отложениями. Радиологические датировки соответствуют 848 ± 73 и $926,9$ млн лет.

Минеральные ассоциации представлены метаморфизованными до стильпно-мелановых сланцев отложениями континентального склона (верхняя часть разреза), кислыми вулканитами натровой серии, описанными как серебристые сланцы (средняя часть разреза), и флишевой формацией с вулканокластическими граувакками и фосфатсодержащими доломитовыми известняками (нижняя часть разреза).

Группа Ланьсан находится в провинции Западный Юннань. Выходы пород этой группы расположены в бассейне р. Ланьсан и имеют северо-западное простирание при протяженности около 200 км. В породах, слагающих глаукофансланцевый комплекс, обнаружена микрофлора позднепротерозойского возраста. Изотопные даты соответствуют 806 млн лет. Глаукофановые сланцы несогласно перекрываются ордовикскими отложениями. Линзы глаукофановых сланцев обнаружены в различных местах на значительном расстоянии друг от друга среди зеленых сланцев, метаморфизованных до альмандиновой ступени.

Встречаются две основные разновидности глаукофансодержащих пород: глаукофан-мусковит-кварцевые сланцы и глаукофансодержащие зеленые сланцы. Наиболее характерны следующие минеральные ассоциации: в метабазитах: Na -амф+Хл+Эп+Аб, Na -амф+Эп+Хл+Акт+Аб (с фенокластитами Гр+Му+Кв); в метапелитах: Na -амф+Стил+Фен+Кв; Na -амф+Фен+Кв+Аб (+Хлд).

В целом группа Ланьсан представляет собой мощную толщу флишеоидного типа с прослоями базальтов и спилитов (мощность потоков до 80 м). Формационно ее можно рассматривать как докембрийскую интракратонную геосинклиналь, заложенную на древнем Индо-Бирманском кристаллическом фундаменте.

Пояс Аксу (Синцзян) расположен в северном обрамлении кратона Тарим. Он перекрывается вишневыми грубо- и крупнозернистыми песчаниками вендского возраста. Возраст метаморфизма 1100 млн лет (Rb - Sr изохрона),

Наблюдаются все переходы от глаукофан-зеленосланцевой к зеленосланцевой фации. Интенсивно проявлены метаморфогенные деформации с отчетливо выраженной микроскладчатостью. Кроссит в краевых частях замещается актинолитом. Наиболее характерны следующие ассоциации: в метабазитах: Fe -Гл/ Kr +Стил+Эп+Аб+Кв, Fe -гл+Эп+Аб+Фен, Fe -гл/ Kr +Эп+Акт+Аб+Кв; в метапесчаниках: Fe -гл/ Kr +Фен+Стил+Фен+Эп+Аб+Кв.

Метаморфические породы представлены главным образом амфибол-мусковит-альбитовыми сланцами (иногда со стильпномеланом) с прослоями итабиритов. Формационно их можно рассматривать в качестве флишеидной толщи с прослоями разной мощности базальтов и итабиритов.

Кроме этих поясов к верхнепротерозойским относится пояс Хейлунцзян (провинция Хейлунцзян). Здесь среди поля пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, обнаружено несколько полос кросситовых сланцев с гранатом и стильпномеланом. Однако этот пояс мало изучен.

В целом, исходя из присутствия минеральных ассоциаций, отвечающих разным температурам метаморфизма (300–500 °С), и бесспорного присутствия магнезиорибекита ($P = 4-7$ кбар), средний градиент температур и давлений в верхнепротерозойских глаукофансланцевых поясах можно рассматривать в качестве переходного между фациями высоких и умеренных давлений. Последовательное изменение составов Na-амфиболов и их замещение Са-амфиболами, описанное для ряда поясов, свидетельствуют в пользу многократных процессов метаморфизма в течение единой орогении. То, что глаукофансланцевые пояса сложены отложениями континентального шельфа, флишевыми формациями и бимодальными вулканическими сериями без признаков внедрения офиолитов и подстилаются кристаллическим фундаментом, позволяет рассматривать их в качестве образований интракратонной геосинклинали. При этом региональный метаморфизм проявляется в условиях энсиалической орогении, а не связан с субдукционными процессами.

Каледонские интракратонные глаукофансланцевые пояса. Пояс Цзянь (провинция Ганьсу) является крупной тектонической единицей, сложенной породами широкого возрастного интервала ($V - T$). Он имеет тектонические контакты с Таримским кратоном и рассматривается в качестве рифтогеосинклинали. Пояс Цзянь подразделяется на три зоны, причем средняя зона представлена кристаллическими сланцами, аналогичными кристаллическому фундаменту массива Цайдам, а южная и северная зоны – каледонидами. Еще южнее, в массиве Цайдам, откартированы узкие, ограниченные разломами зоны, сложенные теми же зеленосланцевыми толщами, что и пояс Цзянь. Предполагается, что их образование связано с теми же тектоническими процессами, что и для описываемого пояса, т.е. эти зоны – эмбриональные авлакогены – продукты начальной стадии раскола древних кратонов.

Глаукофансланцевый пояс – это составная часть более крупного метаморфического пояса и представляет собой прерывистую цепочку выходов глаукофановых сланцев на расстоянии 200 км и мощностью около 2 км (северная зона). Глаукофановые сланцы перекрываются девонскими или триасовыми отложениями. В южной части северной зоны откартированы фациальные серии от глаукофан-зеленосланцевой до зеленосланцевой фации, (до Альм-ступени) с телами эклогитов.

Типичны следующие минеральные ассоциации: в метабазах: $Kr + \text{Эп} + \text{Цо} + \text{Хл} + \text{Аб} + \text{Акт}$; в метапелитах: $Kr + \text{Му} + \text{Гр} + \text{Цо} + \text{Кв}$, $Kr + \text{Му} + \text{Хлд} + \text{Цо} + \text{Кв}$.

Метаморфические породы представлены главным образом филлитами, слюдяными и зелеными сланцами, лептинитами и спилитами. Формационно это мощная флишеидная толща с карбонатным и туфогенным материалом в верхней и вулканическими сериями и вулканогенными граувакками в нижней частях разреза. Вулканы весьма разнообразны по составу: от кислых эффузивов до пород спилит-кератофировой серии тел ультрабазитов. Глаукофановые сланцы обычно приурочены к кембрийским горизонтам с радиоларитовыми кремнями и телами ультрабазитов.

Присутствие глаукофан-кроссита в породах глаукофан-зеленосланцевой фации может указывать на то, что здесь, в отличие от верхнепротерозойских

поясов, давления при метаморфизме выше при фиксированной температуре. Последовательное изменение характера породных ассоциаций служит признаком разнообразных процессов по типу кора – мантия в течение рифтинга, но преимущественно в энсиалических условиях. Глаукофансланцевый метаморфизм мбг проявляется в узких зонах глубоководных желобов, воздействуя на глубоководные осадки и нестратифицированные офиолиты вдоль глубинных разломов при быстром погружении.

Перикратонные глаукофансланцевые пояса вдоль северной границы Китайской платформы. Эта группа поясов является составной частью Центрально-Азиатской геосинклинали, расположенной между Сибирской и Китайской платформами. В литературе ее часто рассматривают как Тяньшань–Хинганскую область палеозойского метаморфизма, расположенную вдоль северной границы Китайской платформы, включающей Таримский и Северо-Китайский кратоны. Тяньшань–Хинганская область палеозойского метаморфизма сложена вендскими и палеозойскими комплексами (V – С). Процессы метаморфизма были проявлены неоднократно в каледонское и герцинское время и охватывали различные породные комплексы. Среди последних преобладают флишевые формации, осадки континентального шельфа, вулканогенно–флишеидные серии с кислыми или базитовыми вулканитами, нестратифицированные офиолиты и спилитовые серии с прослоями кремней.

В Джунгарии большая часть нестратифицированных офиолитов разного возраста приурочена к флишеидным формациям или вулканогенно–флишеидным сериям. Вряд ли их можно рассматривать в качестве фрагментов палеоокеанической коры, как это делают некоторые исследователи. Наряду с перечисленными выше породными комплексами на описываемой территории известно несколько цоколей древнего кристаллического фундамента.

Южно–Тяньшанский пояс (Синцзян) приурочен к разлому Хантенгели Южного Тянь–Шаня, протягиваясь с запада на восток на расстояние около 300 км при ширине 12–15 км. Вероятно, он является продолжением таких высокобарических поясов Южного Тянь–Шаня (СССР), как Канский, Атбашинский и Анзобский. Осадочно–вулканогенные формации (O–D) пояса перекрываются нижекарбоневыми осадками. Возраст метаморфизма предположительно раннегерцинский.

Высокобарический метаморфизм представлен глаукофан–зеленосланцевой фацией, образующей единую серию с зеленосланцевой, причем нередко зеленосланцевые ассоциации более поздние, наложенные на высокобарические. В метабазитах: Гл(Кр)+ Na-пир+Цо+Аб(+Фен), Гл(Кр)+Кцо+Аб(+Альм), Гл(Кр)+Акт+Эп+Аб(+Бар); в метапелитах: Гл(Кр)+Фен+Стил+Хл+Кв, Гл(Кр)+Альм+Фен+Хл+Кв(+Аб).

Формационно метаморфические породы относятся к мощной флишевой серии с прослоями органогенных известняков. В нижней части разреза встречаются вулканиты бимодальной серии.

Пояс Юго–Восточной Джунгарии (Синцзян) является составной частью более крупного метаморфического пояса Джунгарии – Северного Тянь–Шаня, в котором широко проявлен метаморфизм погребения. Глаукофановые сланцы ассоциируют с породами пренит–пумпеллитовой фации и приурочены к ордовикским отложениям. Ранее отмечалось, что в базальных конгломератах (S) содержатся обломки глаукофановых сланцев и ультрамафитов. В то же время ордовикские породы наряду с силурийскими и девонскими испытали единый этап метаморфизма погребения. Мы считаем, что этап высокобарического метаморфизма раннекаледонский.

Глаукофановые сланцы (аоспилиты) встречаются в виде линз на протяжении около 80 км. Спилиты с прослоями кремней можно рассматривать в

качестве нестратифицированных офиолитов, которые подстилаются мощной флишоидной толщей, а перекрываются кислыми вулканитами. Метаморфизм всего пояса можно представить в виде единой фациальной серии от ломонитовой через пренит-пумпеллиитовую к глаукофан-зеленосланцевой фации. Линзы высокobarических метаморфитов представлены породами двух типов: кросситсодержащими зелеными сланцами, иногда с барруазитом и массивными спилитами с кросситом.

По сравнению с другими высокobarическими поясами для данного пояса характерен наиболее низкотемпературный метаморфизм. Присутствие мощных осадочных и вулканогенноосадочных толщ, кислых эффузивов и излияние спилитов могут указывать на активное растяжение континентальной коры с развитием и эволюцией локальных рифтовых зон. Маломощная кора была своеобразным обширным экраном для излияния новых порций базальтов, в то же время часть кислых вулканиоидов могла являться продуктами плавления этой коры.

Пояс Ондор Сум (Внутренняя Монголия) слагает северную зону каледонского метаморфического пояса, протягиваясь с запада на восток вдоль линии Силян - Хот - Сонид Райт Баннер. Он сложен венд-кембрийскими толщами, метаморфизованными в фациях зеленых сланцев в раннекаледонское время (426 ± 15 млн лет). Южнее развиты метаморфиты более позднего возраста.

Наиболее характерны следующие минеральные ассоциации: в метабазитах: Mg-риб(Кр)+Стил+Эп+Хл+Аб, Лав+Эп+Хл+Аб(+Сф); в метапелитах: Mg-риб(Кр)+Стил+Фен+Кв+Аб(+Пьем+Тк).

Разрез глаукофансланцевого пояса представляется следующим образом: флишоидная серия карбонатно-терригенного типа (верхняя часть) и метабазиты, пиллоу-лавы (с роями даек и габбро), переслаивающиеся с радиоляритовыми кремнями и итабиритами (нижняя часть). Присутствуют и тела ультрабазитов. Вся эта серия относится к офиолитам. Прорывающие граниты имеют возраст 497 млн лет. Палеогеодинамическая обстановка соответствует расколу континентальной коры и формированию узких зон с океанической корой.

Метаморфические преобразования соответствуют фациальной серии от субзеленосланцевой фации через глаукофан-зеленосланцевую до зеленосланцевой (Хл-ступень) фации. Температуры метаморфизма соответствуют интервалу 200-400 °С при достаточно высоких давлениях (содержание глаукофанового минала в амфиболах достигает 50-80 %). Соответственно градиент температур и давлений здесь ниже, чем в протерозойских поясах. Присутствие выступов древнего фундамента в виде срединных массивов среди палеозоид указывает на процессы растяжения континентальной коры с формированием узких рифтовых зон вдоль границы кратона. Иначе говоря, тектоническая обстановка формирования глаукофановых сланцев не соответствовала процессам в современных активных континентальных окраинах.

Мезокайнозойские глаукофансланцевые пояса, связанные с современными субдукционными процессами. В Китае известны два района проявлений мезокайнозойского высокobarического метаморфизма: Южный Хизан (Тибет) и центральная часть о. Тайвань, которые рассматриваются как Тетис-Гималайский и Палеоциркум-Тихоокеанский пояса соответственно.

Пояс Ярлун Замбо (Южный Сизан, Тибет), известный в литературе как Индосинийская сутурная зона, образует цепочку прерывистых поясов на расстоянии 1600 км в долине р. Ярлун Замбо. Он сложен мезозойскими (Т-К) и в меньшей степени раннетретичными отложениями. Возраст метаморфизма считается поздне меловым или раннетретичным. Высокobarический метамор-

физм представлен глаукофан-лавсонитовой и глаукофан-зеленосланцевой фациями, образующими фациальные серии с пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациями.

Высокобарическому метаморфизму подверглись породы офиолитовой серии, ассоциирующие с радиоляритовыми кремнями, глубоководными грауваками (T_3) и флишеидной формацией (J_3-K_1).

Присутствие арагонита и других высокобарических минеральных ассоциаций указывает на очень низкий градиент температур и давлений при метаморфизме, составляющий 10–14 °С/км. Поэтому можно предполагать наличие древней сутуры, образовавшейся в результате субдукции малого океанического бассейна внутри Индийской плиты.

Еще один глаукофансланцевый пояс расположен внутри области проявления зеленосланцевого метаморфизма Индосинийского орогена. Он представляет собой узкую зону, сложенную глубоководными осадками с базитами и ультрабазитами, отделенную со всех сторон разломами, и протягивается в меридиональном направлении на несколько сотен километров. Пояс мог сформироваться в глубоководном желобе Палеотетиса, однако этот вопрос требует специального изучения.

Пояс Центрального Тайваня, известный под названием "пояс Юли", обнажается на восточном склоне Центрального хребта о. Тайвань. Собственно глаукофановые сланцы откартированы вдоль мощного разлома в районе Джейсуй среди полей зеленосланцевых пород (Альм-ступень) яньшанской фазы. Яньшаниды слагают большую часть Центрального хребта, являясь докайнозойским фундаментом, и представлены формациями Юли и Тайлуг. Высокобарические метаморфиты представлены кросситовыми, мусковитовыми, гранатовыми сланцами, кросситсодержащими зелеными сланцами. Описаны случаи как замещения Са-амфиболов кросситами [Liou et al., 1975], так и наоборот, кросситов актинолитами. Замещение кросситов барруазитами объясняется по-разному, исходя из механизма преобразования пород при субдукции. Однако неоднозначность имеющихся данных и их связи с геологическими процессами требует дальнейших исследований.

Комплекс основания представлен флишевой формацией с известняками и базитами в западной части (формация Тайлуг) и мощной толщей аргиллитов с базальтовыми вулканитами и телами ультрабазитов глубоководного происхождения (желоб, заполненный глинистыми осадками [Ernst, 1983] в восточной части (формация Юли)). Весь этот породный комплекс можно рассматривать как составную часть яньшанид юго-восточного побережья континента, отделившуюся в результате раскрытия Южно-Китайского моря.

Заключение

Лабораторные эксперименты и кристаллохимические определения Na-амфиболов, а также других индекс-минералов, таких как жадеит, арагонит и лавсонит, позволили определить P-T-параметры метаморфизма фации глаукофановых сланцев и провести более детальное ее расчленение. Можно выделить две фации: глаукофан-лавсонитовую и глаукофан-зеленосланцевую, отличающиеся прежде всего по температурам метаморфизма. Различия в давлении при метаморфизме можно оценить по смене глаукофана магнезиорибекитом в разных минеральных ассоциациях.

Как правило, глаукофансланцевая фация проявлена вместе с другими фациями в единых фациальных сериях, а смена ассоциаций различных фаций ме-

таморфизма определяется изменением градиента температур и давлений во времени и в пространстве. Можно выделить два типа фациальных серий, проявленных в различной тектонической обстановке, первый из которых включает глаукофансланцевую и субзеленосланцевые фации и соответствует метаморфизму погребения. Второй тип включает зеленосланцевую фацию и переходную глаукофан-зеленосланцевую фацию, которую можно рассматривать как разновидность первой. Представляется, что со временем происходит изменение градиента температур и давлений в ореоле высокобарического метаморфизма.

Рассматривая глаукофансланцевые пояса Китая, представляется, что высокобарический метаморфизм проявлялся на поздней стадии зеленосланцевого метаморфизма или метаморфизма погребения главных метаморфических циклов. Средний градиент температуры и давления для протерозойских поясов, оцениваемый по проявлению высокотемпературных субфаций зеленосланцевой фации (Альм-ступень) и преобладанию в высокобарических метаморфитах магнезиорибекита, является промежуточным между фациями высоких и умеренных давлений и составляет $18-20^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Породы этих поясов представлены мощными флишевыми сериями, вулканитами и вулканокластитами бимодальной серии, некоторыми типами отложений континентального склона. В их основании, как правило, находятся раннепротерозойские породы кристаллического фундамента. Офиолиты не характерны. В целом эти пояса можно рассматривать в качестве интракратонных геосинклиналей. Растяжение и раскалывание континентальной коры могли обуславливать излияние толеитовых лав, а также выплавление кислых лав в результате анатексиса, что предопределяло появление бимодальных серий. Высокобарический метаморфизм был проявлен преимущественно в энсиалических условиях и характеризовался промежуточными по давлению фациями. Можно предполагать, что определяющим фактором проявления глаукофансланцевого метаморфизма были начальный раскол коры и погружение одного края под другой по глубинным разломам (зоны субдукции Амштутца).

Более поздние палеозойские и некоторые мезозойские глаукофансланцевые пояса характеризуются сочетанием различных фациальных серий метаморфизма. Учитывая более низкие температуры высокобарического метаморфизма и присутствие глаукофана или кроссита в метабазах, можно предполагать изменение градиента температуры и давления в разных поясах, однако в целом, вероятно, давления метаморфизма были более высокими, чем в предыдущей группе поясов. Породы, слагающие глаукофансланцевые пояса, отличаются большим разнообразием, чем в протерозойских поясах. Преобладают флишевые формации, вулканиты и вулканокластиты бимодальной серии, в то же время существенную роль играют нестратифицированные офиолиты, спилитовые серии с радиоляриевыми кремнями и ультрабазиты. Все это указывает на сильные проявления процессов деструкции континентальной коры. Высокобарический метаморфизм мог проявляться в рифтогеосинклинали (пояс Цилян) или в геосинклиналях перикратонного типа (пояса вдоль северного края Китайской платформы), где уточненная кора испытывала дальнейшие изменения, вызываемые поднятием мантийных магм и диапиров и некоторых продуктов мантийнокорового смешения, вплоть до образования глубоководных желобов. Геодинамическую обстановку можно интерпретировать как существование зон субдукции Амштутца в существенно энсиалических условиях.

И наконец, глаукофансланцевой пояс р. Ярлун Замбо, типичный представитель высокобарического метаморфизма, можно рассматривать как реликтовую сутурную зону, образовавшуюся при субдукции малого океанического бассейна внутри Индийской плиты во время гималайской орогении.

Список литературы

- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 427 с.
- Brown E.H. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism // J. Petrol. - 1977. - V. 18. - P. 53-72.
- Dong Shenbao, Shen Qihan, Sun Dazhong, Lu Lianghao. Metamorphic Map of China. - Beijing: Geological Publishing House, 1986.
- Ernst W.G. Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole // Min. Mag. - 1979. - V. 43. - P. 269-278.
- Ernst W.G. Mountain building and metamorphism: a case history from Taiwan // Mountain Building. - L.: Academic Press, 1983. - P. 247-266.
- Gao Yanling. Blueschists in China // Bull. CAGS. - 1984. - N 10. - P. 61-76.
- Koons P.O. An experimental investigation of the behaviour of amphibole in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol. - 1982. - V. 79. - P. 258-267.
- Liou J.G., Ho C.O., Y T.P. Petrology of some glaucophane schists and related rocks from Taiwan // J. Petrol. - 1975. - V. 16. - P. 80-109.
- Liou J.G., Maruyama S., Cho M. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism // Min. Mag. - 1985. - V. 49. - P. 321-333.
- Maresh W.V. Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge // Tectonophysics. - 1977. - V. 43. - P. 109-125.
- Maruyama S., Cho M., Liou J.G. Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic amphiboles - a new geobarometer // Geol. Soc. Amer. Mem. - 1986. - V. 164. - P. 20.
- Turner F.J. // Metamorphic petrology. - N.Y., San Francisco, Toronto, Sydney, 1968. - Ch. 7. - P. 211-244.
- Winkler H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks. - N.Y. et al.: Springer-Verlag, 1974. - Ch. 15. - P. 234-420.
- Wu Hanquan. The glaucophane-schists of eastern Qinling and northern Qilian Mountain in China // Acta Geologica Sinica. - 1980. - N 3. - P. 195-207.
- Yan Zhuyun, Tang Kedong. The natures of several typomorphic minerals from high pressure metamorphic zone of Ondor Sum Group, Nei Mongol // Bull. CAGS. - 1984. - N 10. - P. 179-191.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РИФЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ
И ГЛАУКОФАН-ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ ПОЯСОВ

На примере Зеравшано-Гиссарской
структурно-формационной зоны

Проблема "геосинклинального" и (или) "платформенного" рифея Урало-Монгольской складчатой области (УМСО) в отношении как высокобарических эклогит-сланцевых, глаукофансланцевых, так и низкобарических зеленосланцевых комплексов, как показали материалы рабочего совещания по геосинклинальному рифею /Дук, Запольнов, 1987/, глобальна и решать ее можно только всесторонне, с использованием комплексных методов, прежде всего структурно-метаморфического и изотопно-геохронологического.

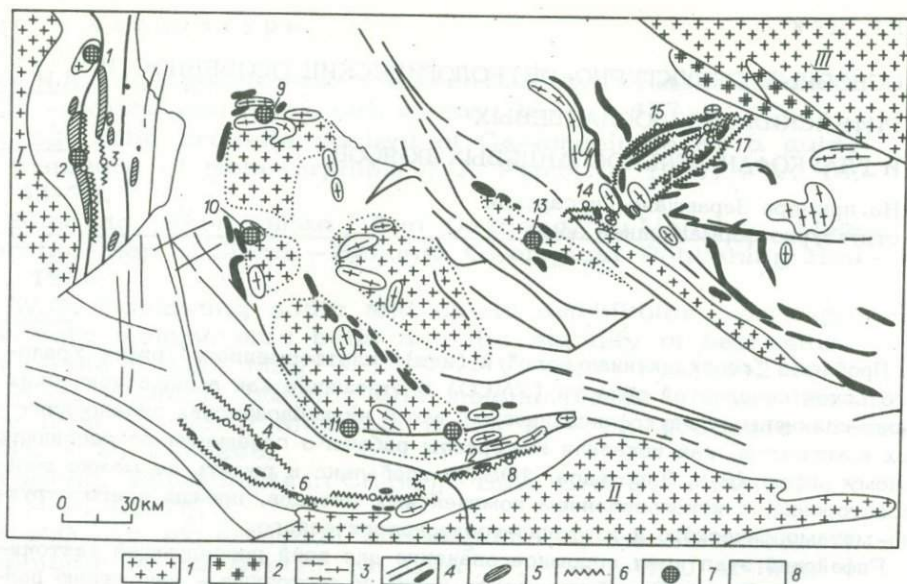
Рифейский этап имел огромное значение для всей последующей тектонической истории Земли. Это был переход к иному состоянию – заложению подвижных (мобильных) поясов, разделяющих древние платформы. Многие из них, за исключением Гондваны, продолжали развиваться в течение всего позднего докембрия и фанерозоя.

Изучение высокобарических комплексов в мобильных поясах позднего докембрия имеет большое значение для построения общей теории процессов метаморфизма древних подвижных поясов, раскрывая конкретные закономерности эволюционного развития земной коры и мантии.

Причины несостоятельности на современном этапе изучения многих традиционных стратиграфических схем рифея УМСО, включая и Зеравшано-Гиссарскую структурно-формационную зону (СФЗ), и острая дискуссия в связи с этим связаны именно с недооценкой возможностей структурно-метаморфического метода, и в частности роли разновозрастных, многоэтапных надвиговых и сдвиговых перемещений, процессов тектонического скучивания пород, которые в значительной мере ограничивают возможность выделения наиболее полных стратиграфических разрезов и их интерпретации.

Отсутствие нормальных стратиграфических контактов в областях покровно-надвиговых структур, к которым принадлежат все без исключения высокобарические пояса УМСО, вызывает необходимость создать на базе современных комплексных методов прежде всего прогнозные теоретические непротиворечивые модели стратиграфических разрезов.

Одной из важнейших особенностей современного строения высокобарических поясов УМСО, включая и эклогит-сланцевые (зон сложнейшего тектонического меланжа), является то, что в них в результате формирования ранне-позднекаледонских и герцинских покровно-надвиговых структур оказались тектонически совмещенными на одном эрозионном уровне разные по термодинамическим режимам метаморфизма зеленосланцевые, эпидот-амфиболитовые (низкоумеренно- и высокобарические) комплексы рифейского возрастного уровня, зеленосланцевые, пренит-пумпеллитовые низкобарические комплексы венд-кембрийского уровня, различные по возрасту офиолиты (включая и D-C в областях герцинид). Кроме того, они нередко содержат метаморфизованные в условиях амфиболитовой (до гранулитовой) фации древние высокоградиентные



Р и с. 1. Схема расположения метаморфических комплексов с эклогитами, глаукофановыми и зелеными сланцами (поздний докембрий), выходами сиалитических массивов платформенного типа и древних (дорифейских) срединных массивов. Использованы материалы Международной тектонической карты мира масштаба 1:15 000 000 под редакцией В.Е. Хаина /1985 г./, и схемы распространения выходов эклогитов, неглубоко залегающего фундамента платформенного типа по Н.В. Удовкиной /1985/.

1 - неглубоко залегающий фундамент платформенного типа и срединные массивы; 2 - архей-протерозойские комплексы с возрастом гранитизации и метаморфизма 1300 ± 100 млн лет (готская, эльсонская, кибарская складчатость); 3 - архей-протерозойские комплексы с возрастом гранитизации и метаморфизма 900 ± 100 млн лет (эпохи гренвилльская, дальсландская); 4 - крупные глубинные разломы, трассированные гипербазитовыми поясами; 5 - дифференцированные ультраосновные массивы; 6 - глаукофан-зеленосланцевые и зеленосланцевые пояса позднего докембрия; 7 - выходы эклогитов; 8 - палеозой (+ рифей). Цифрами обозначены: 1 - эклогит-гнейсовый уфалейский комплекс; 2 - максютовский комплекс Южного Урала; 3 - Восточно-Уральский глаукофансланцевый пояс; 4 - Северо-Нуратинский пояс; 5 - Тамдытау, Букантау; 6 - Зеравшано-Гиссарский пояс; 7 - Канско-Араванский пояс; 8 - Атбашинский пояс; 9 - зерендинская серия Кокчетавского массива с эклогитами; 10 - нижняя серия Улутая с эклогитами; 11 - эклогиты Макбальского выступа; 12 - актозская серия с эклогитами; 13 - эклогиты и глаукофановые сланцы в гипербазитах Чарского пояса; 14 - Теректинский пояс; 15 - Северо-Саянский пояс; 16 - Борусский пояс; 17 - Куртушибинский пояс. I - Восточно-Европейская платформа, II - Байсун-Таримская плита, III - Сибирская платформа.

породы тоналитового состава с изотопно-геохронологическим возрастом от 3 до 1,5 млрд лет.

В настоящее время среди геологов широко распространена гипотеза об отсутствии материковой коры в обширных районах УМСО в рифее - палеозое,

что связано с широким развитием здесь офиолитов. Находки все новых деструктивных зон архейского, протерозойского континентального склона (Восточная Тува, Северо-Саянский пояс, Горный Алтай), судя по новым геохронологическим $U-Pb$ и $Pb-Pb$ изотопным данным (3-1,5 млрд лет), вносят существенные коррективы в палеорекострукции по раскрытию океанической коры как в рифее, так и в раннем палеозое (Е.В. Алтухов, Г.Г. Дук).

Своеобразие докембрийской структуры УМСО определяется сочетанием устойчивых угловатых блоков дорифейского основания платформы типа средних массивов (рис. 1) и узких подвижных линейных зон, возникших в результате раздвига, дробления, активизации платформы. Это неоднократно приводило многих исследователей к выводу о заложении УМСО на раздробленном жестком гетерогенном фундаменте с корой континентального типа по крайней мере в рифее.

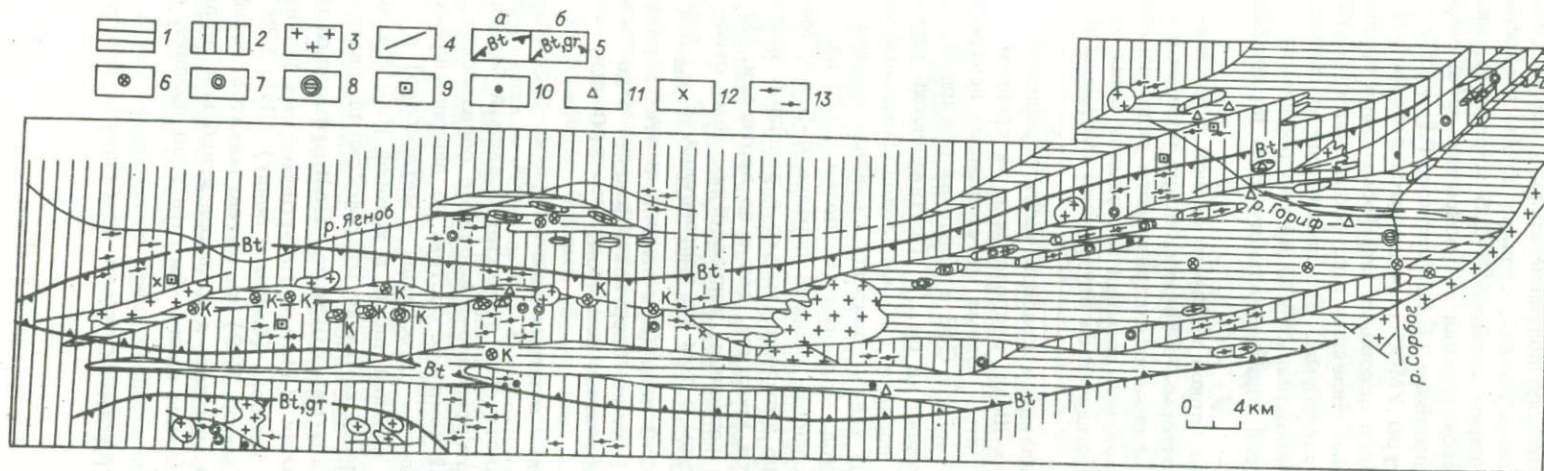
Взаимное постепенное раздвижение блоков когда-то единой существовавшей здесь архей-протерозойской платформы в течение всего рифейского периода существования нового платформенно-геосинклинального эндогенного режима привело в итоге к созданию обширной внешней переходной зоны от края (периферии) кратона к ортогеосинклинальным внутренним системам в позднем рифее - венде.

Зеравшано-Гиссарская СФЗ принадлежит к краевой части герцинской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня, располагаясь на крайнем северном выступе Байсун-Таримской плиты. Схема метаморфизма центральной - восточной частей Зеравшано-Гиссарской СФЗ в пределах обширной (свыше 3000 км^2) территории изображена на рис. 2. Протяженность метаморфических поясов в пределах карты порядка 120 км. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений представлены здесь горифской серией - толщей переслаивания кварцитов, метавулканитов, мраморов (не более 20 % по объему) с метаграувакками. Общая мощность разреза порядка 4-5 км. Метаморфизм проявлен неоднородно как по латерали (только в западной части пояса, за пределами карты, встречается кроссит), так и по вертикали. По латерали происходит снижение $P_{\text{общ}}$ в восточном направлении, чему отвечает в целом воздымание всей структуры в том же направлении. $P_{\text{общ}}$ варьирует в пределах горифской серии от 2-3 кбар (при наличии в этих породах мусковита, актинолита) до 4-5 кбар (винчит, барруазит, фенгит) и до 7-8 кбар (минеральные парагенезисы с кросситом, фенгитом; $T = 350-400$ (500) °C).

Зеленосланцевый высокоградиентный в целом пояс ($P_{\text{общ}} \approx 2-3$ кбар при $T = 300-400$ °C) включает фаунистически охарактеризованный барзангинский офиолитовый комплекс и метатерригенно-флишоидные образования ягнобской свиты (серии). Офиолитовый комплекс состоит из альпинотипных гипербазитов внизу разреза (серпентиниты, ортосланцы - метагаббро) и углеродисто-кремнисто-вулканогенной верхней части, в которой Н.С. Михайлова (ИГГД АН СССР) выявила обширный комплекс микрофоссилий, включая *Bavlinella* sp., *Pteinosphaeridium reticulatum*, *Baltisphaeridium* sp., "бодайбинии", нитевидные водоросли (*Polysphaeroides* sp.), трубчатые трихомы, вендотиниды венда - кембрия (ближе к венду) /Дук, 1987/.

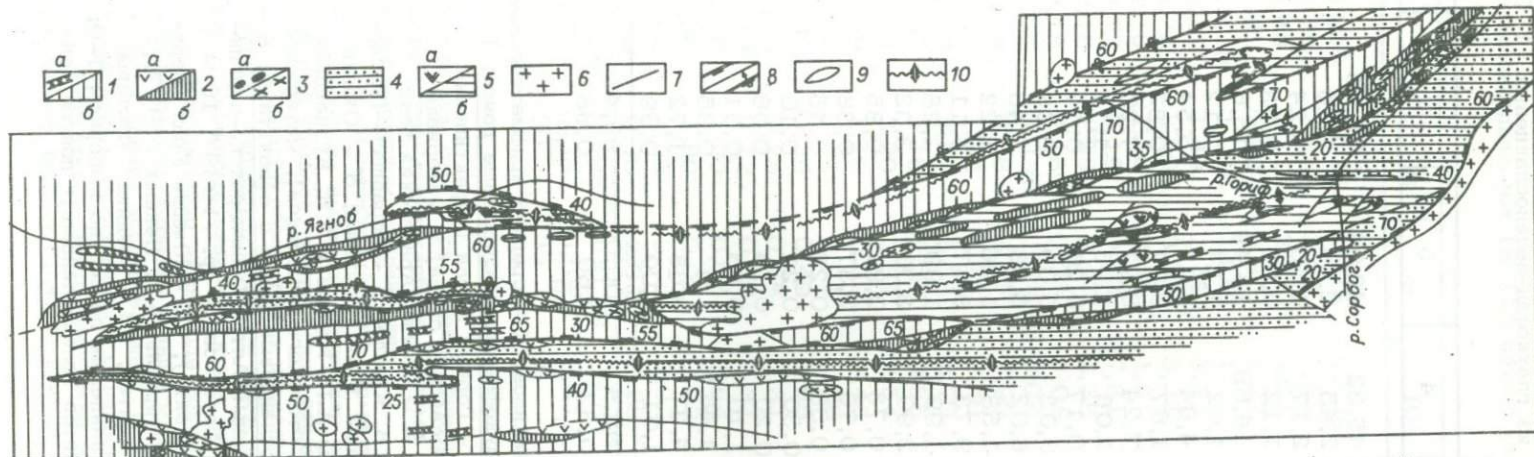
$Pb-Pb$ - возраст цирконов (метод ТИЭ) из метавулканитов горифской серии - 920 ± 150 и 1100 ± 140 млн лет, а из пород ягнобской серии - 1100 ± 50 - 1250 ± 70 млн лет*. Изограды гранат-биотита явно поздние, се-

*Определение С.М. Павлова, ИГГД АН СССР.



Р и с. 2. Метаморфическая схема зеленосланцевых комплексов разных барических типов (поздний докембрий – ранний палеозой) центрально-восточной части Зеравшано-Гиссарской СФЗ. Составила Г.Г. Дук /1987/. Кроме авторских использованы материалы государственных геологических съемок м-ба 1:500 000 Таджикского геологического управления (геологические карты, шлифы) и Львовского государственного университета (В.Н. Куземко, В.И. Павлов).

1 – фация зеленых сланцев повышенных давлений ($P_{\text{общ}} \leq 4-6 \text{ кб}$), винчитовая (+ барруазитовая) субфация; 2 – фация зеленых сланцев низких давлений ($P_{\text{общ}} = 2-3 \text{ кб}$), актинолитовая субфация; 3 – гранитоиды (С-Р); 4 – тектонические границы между зеленосланцевыми комплексами разных барических типов; 5 – изограды (а – биотита, б – граната, биотита); 6 – находки винчита в шлифах; 7 – паргасит в зоне актинолитовой субфации; 8 – паргасит наложенный в винчитовой зоне; 9 – обломочный кроссит в метапелитах зеленосланцевой зоны низких давлений (установлено оптическим определением в шлифах); 10 – гранат (преимущественно гроссуляр); 11 – фенгит; 12 – обломки кремней в кварцитах зеленосланцевой зоны низких давлений (установлены по шлифам из коллекции ТГУ); 13 – реликты псаммитовых, бластопсаммитовых структур. К – определения В.Н. Куземко, остальные – автора.



Р и с. 3. Схема геолого-тектонического строения зеленосланцевых комплексов разных барических типов (поздний докембрий - ранний палеозой) центральной - восточной частей Зеравшано-Гиссарской СФЗ. Составила Г.Г. Дук /1987/. Дополнительно использованы те же материалы, что и к рис. 2.

1-3 - ягнобская свита (серия) проблематичного возраста: 1 - метаандезиты, метаандезитобазальты (а), толща переслаивания метапесчаников, метаалевролитов, филлитов (частично углеродсодержащих) с редкими пластами метаандезитобазальтов, графитистых кварцитов, силицитов, барзангинский зеленосланцевый низкобарический офиолитовый комплекс, R_3-V (б), 2 - кремнисто-вулканогенная толща (верхняя часть разреза): metabазальты и их туфы, туффиты, (толеиты) (а), толща переслаивания (~ 80 %) основных метавулканитов, их туфов, черных, серых, графитистых силицитов, известняков и (~ 20 %) метапесчаников, метаалевролитов, филлитов (б); 3 - альпинотипные гипербазиты (нижняя часть разреза): серпентиниты, тальк-серпентиновые породы (а), ортосланцы, метагабброиды (б). 4-10 - горифская серия ($R_1 - R_2$): 4 - толща переслаивания метаграувак (нередко с фенгитом) с редкими прослоями кварцитосланцев, белых кварцитов, metabазальтов и их туфов (с винцитом \pm барруазитом), в верхах разреза - ритмичнослоистая флишеподобная толща; 5 - винцитосодержащий metabазальты и их туфы (а), толща переслаивания метаграувак с винцитосодержащими метавулканитами, кварцитами и белыми мраморизованными известняками (б); 6 - различные гранитоиды (С-Р); 7 - деформированные стратиграфические контакты; 8 - деформированные тектонические контакты, зоны надвигов (а - нормальное залегание, б - опрокинутое); 9 - тектонические линзы, чешуи, олистолиты (зоны тектонического меланжа); 10 - деформированные оси (шарниры) крупных антиформных складок.

Средние составы инициальных вулканитов из глаукофан-зеленосланцевых (1-7) чатов области

Оксид		1	2	3	4	5	6
SiO ₂	X	47,61	46,40	47,01	45,32	48,04	48,25
	σ	4,25	2,26	2,89	2,45	2,64	2,16
TiO ₂	X	2,58	2,46	1,27	2,17	1,56	1,24
	σ	0,89	0,64	0,43	1,12	0,63	0,53
Al ₂ O ₃	X	14,77	14,63	14,09	14,69	14,49	15,61
	σ	2,10	1,35	1,63	1,62	1,24	2,12
Fe ₂ O ₃	X	6,25	7,51	5,54	4,64	3,07	5,54
	σ	2,30	2,33	2,48	1,67	0,97	0,82
FeO	X	5,97	5,30	7,75	7,24	8,92	7,20
	σ	1,92	1,33	1,79	2,06	1,96	1,77
MnO	X	0,17	0,16	0,18	0,17	0,20	0,17
	σ	0,04	0,03	0,04	0,03	0,09	0,09
MgO	X	5,25	5,51	5,78	6,02	6,96	7,46
	σ	1,16	1,08	1,46	1,58	1,36	1,22
CaO	X	7,81	9,06	9,67	9,73	8,67	8,11
	σ	3,17	2,28	2,05	1,99	1,99	2,28
Na ₂ O	X	3,50	2,75	2,41	2,90	3,00	3,32
	σ	1,15	0,67	0,82	0,73	0,91	0,85
K ₂ O	X	0,70	0,55	0,38	0,76	0,37	0,38
	σ	0,64	0,54	0,25	0,58	0,26	0,45
P ₂ O ₅	X	0,38	0,15	0,20	0,30	0,21	0,10
	σ	0,12	0,12	0,08	0,20	0,14	0,06
CO ₂	X	0,45	0,75	1,25	1,10	0,83	0,31
	σ	0,96	1,11	1,30	1,46	1,0	0,35
П.п.п.	X	3,	4,46	3,79	4,37	3,68	1,72
	σ	1,27	1,29	1,06	1,01	1,00	0,69
ΣX	X	98,44	99,69	99,32	99,41	100,00	99,41
	σ	0,85	0,53	0,54	0,32	0,60	0,68
n	X	57	10	60	27	49	20
	σ						

Примечание. n - количество анализов, X - среднее арифметическое, σ - среднее квадратичное отклонение. Глаукофан-зеленосланцевые пояса: 1 - Западный Саян (джебашский комплекс); 2 - Горный Алтай (теректинский комплекс); 3 - Северный Нуратау (иттунысайская свита) + материалы Р.И. Милькевич /Петрохимия... 1983/; 4 - Канско-Араванский пояс, р. Акбура (канская свита) + материалы В.В. Кнауфа; 5 - Зеравшано-Гиссарский пояс (горифский комплекс) + материалы Ю.И. Нуйскова; 6 - Южный Урал (максютковский комплекс), материалы А.П. Казака и Л.Н. Кузнецовой /1985/; 7 - Южный Урал (эклогиты максютковского комплекса), материалы А.П. Казака, В.И. Ленных /1977/. Зеленосланцевые пояса с офиолитами: 8 - Западный Саян (чингинская свита); 9 - Горный Алтай (манжерокско-чингинская свита Катунского выступа), по А.Ф. Белоусову и др. /1969/; 10 - Зеравшано-Гиссарский пояс (барзангинская свита); 11 - Южный Урал (верхняя пластина максютковского комплекса), материалы В.И. Ленных /1977/; 12 - Горный Алтай (сугашско-чингинская свита); 13 - средние составы инициальных вулканитов глаукофан-зеленосланцевых поясов по выборкам 1-6; 14 - средние составы инициальных вулканитов зеленосланцевых поясов венда-кембрия по выборкам 8-12.

и зеленосланцевых (8-12) поясов разных регионов Урало-Многольской склад-

	7	8	9	10	11	12	13	14
	49,09	47,35	45,08	49,28	50,27	51,65	47,09	47,89
	1,79	2,88	2,39	7,55	3,11	3,21	3,11	4,01
	2,43	2,11	2,35	2,01	1,09	1,03	1,91	1,83
	1,41	0,66	0,82	1,28	0,55	0,32	0,91	0,89
	15,19	14,14	14,51	13,73	15,07	15,27	14,59	14,65
	2,11	1,49	1,78	3,23	1,56	1,17	1,64	1,64
	2,72	3,96	3,32	3,31	1,80	2,45	5,51	3,05
	1,16	1,56	2,44	1,57	0,83	0,74	2,49	1,78
	9,75	8,18	9,73	7,81	8,63	7,33	7,09	8,63
	2,18	1,96	2,47	2,38	1,76	3,14	2,19	2,47
	0,18	0,18	0,23	0,08	0,14	0,18	0,17	0,18
	0,05	0,04	0,08	0,04	0,07	0,06	0,05	0,07
	6,09	6,06	6,33	7,99	7,25	6,45	6,01	6,49
	1,39	1,32	1,90	2,40	1,58	1,10	1,48	1,61
	7,83	8,59	8,38	8,70	7,79	7,94	8,87	8,34
	2,37	2,16	2,10	3,95	2,47	2,58	2,52	2,26
	3,52	3,20	3,39	2,54	3,97	3,22	2,96	3,35
	0,89	1,18	0,89	0,43	1,07	1,17	0,98	1,07
	0,86	0,41	0,91	1,39	0,21	0,35	0,47	0,58
	0,59	0,36	0,49	0,68	0,11	0,28	0,39	0,49
	0,13	0,25	0,28	0,31	0,10	0,08	0,23	0,19
	0,14	0,12	0,15	0,31	0,04	0,04	0,14	0,13
	0,05	1,20	0,05	0,64	0,05	0,05	0,91	0,18
	0,00	1,80	0,00	0,92	0,01	0,01	1,27	0,48
	1,42	4,35	5,72	2,05	2,99	3,56	3,81	4,28
	0,93	0,70	2,01	1,29	0,83	1,48	1,29	1,79
	99,26	99,98	100,28	99,84	99,36	99,56	99,62	99,64
	0,58	0,58	0,68	0,61	0,48	0,71	0,72	0,80
	20	30	39	6	20	18	253	112

кущие всю структуру, имеют регионально-контактовую природу, так как связаны с гранитами карбона - перми, трассирующими все зеленосланцевые пояса в широтном направлении.

Геолого-тектоническая схема этой же территории показана на рис. 3. В антиформах выделена горифская серия, в синформах - барзангинский офиолитовый комплекс и ягнобская серия.

Основной объем пород находится в автохтонном залегании. Признаки крупных шарьяжей, покровов здесь, как и в других регионах УМСО, отсутствуют. Горизонтальная амплитуда перемещения наволоков - первые километры.

Чрезвычайно важны для понимания эндогенных высокобарических режимов факты, на которые раньше мало обращали внимания, они как бы выпали из поля зрения исследователей. К ним относится присутствие реликтов высокоградиентных парагенезисов минералов среди низкоградиентных.

Структурно-метаморфическая эволюция региона была чрезвычайно сложна. Самые первые сложные прямые широтные складки отвечают наиболее ран-

ней деформационной истории пород в регионе. В кремнисто-вулканогенных толщах офиолитового комплекса первыми являются меридиональные прямые складки с субгоризонтальными шарнирами. В толщах горифской серии они наложены на ранние широтные. Салаирская складчатость закончилась общим горизонтальным сплющиванием пород и формированием надвигов.

Каледонскому этапу деформаций соответствует развитие систем открытых и сжатых субширотных складок, нередко флексуорообразных и более поздних складок субмеридиональной, северо-западной и северо-восточной ориентировки. С герцинским этапом связано формирование систем сжатых широтных складок, срезающих предшествующие структуры и приводящих плоскостные текстуры пород в субгоризонтальное залегание с сопутствующими пологими надвигами.

Рестаурация ранних первоначальных структурных форм вносит ясность в обоснование регионального глобального структурного несогласия между комплексами рассмотренных возрастных уровней в интервале времени $R_2 - R_3$ не только в Зеравшано-Гиссарской СФЗ, но и для всей УМСО.

К рассмотренному рубежу приурочена и резкая смена термодинамического режима метаморфизма. Каледонскому этапу деформаций соответствует формирование парагенезисов зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой фаций. Глаукофановые и глаукофан-зеленосланцевые породы в этот период испытывают уже только низкобарические регрессивные преобразования.

Такой структурный рисунок, когда две ортогональные системы (одна - вдоль меридианов и параллелей, вторая - северо-западная и северо-восточная, ориентированная диагонально к первой), распространен на всех древних платформах /Докембрий. . . , 1977/. Именно этими ортогональными системами определяется, видимо, переkreщивание систем складок кибарского (1300 ± 100 млн лет) и катангско-байкальского (около 650 млн лет) диастрофизмов, что является характерным признаком и для всей УМСО в областях развития зеленосланцевых поясов различных барических типов позднего докембрия - раннего палеозоя.

Эти выявленные в УМСО ортогональные системы имеют глобальный масштаб и удивительное постоянство структурного рисунка.

В рамках использованных петрохимических методов вулканогенные (и осадочные) породы высоко- и низкобарических зеленосланцевых поясов рифея значимо не различаются, что, возможно, указывает на отсутствие специфического типа тектонических структур, формирующих присущие только им формации, соответствующие высокобарическим режимам метаморфизма.

Учитывая в целом незначительный (не более 15-20 %) объем вулканитов в составе формаций высокобарических поясов, их петрохимические особенности, следует, пожалуй, пересмотреть традиционные представления об этих комплексах как фемических, мафических, эвгеосинклиальных, океанических, наконец.

Новые данные подтверждают, что metabазиты различных возрастных уровней не различаются между собой по составу и близки траппам древних и молодых платформ и областей с материковой и переходной корой /Добрецов, 1974; Белоусов и др., 1976; Дук, 1982/.

Эти выводы проиллюстрированы в таблице. Выявленные неоднородности термодинамического режима метаморфизма в рифейских преимущественно зеленосланцевых поясах, присутствие высокоградиентных парагенезисов в виде реликтов в низкоградиентных метаморфитах и, главное, отсутствие связи высокобарических поясов с определенным формационным типом пород и принадлежность их к одним и тем же ранним структурным элементам, наконец,

петрохимические особенности инициальных вулканитов позволяют по-иному рассматривать тектонические и петрологические условия формирования поясов высокобарического типа.

По-видимому, это — специфические формации пород, несущие в себе черты как платформенного, так и эвгеосинклинального эндогенных режимов (бассейны окраинноматерикового типа, переходные к ортогеосинклиналям).

С п и с о к л и т е р а т у р ы

- Белоусов А.Ф., Добрецов Н.Л., Додонова Т.А. и др. Вулканогенные ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — 90 с.
- Дмитриев Л.В., Шараскин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океанов // Проблемы петрологии. — М.: Наука, 1976. — С. 173-189.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 420 с.
- Докембрий континентов. Основные черты тектоники. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 297 с.
- Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982. — 184 с.
- Дук Г.Г. Венд-раннепалеозойский барзангинский офиолитовый комплекс Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня // Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 40-43.
- Дук Г.Г., Запольнов А.Г. Геосинклинальные комплексы позднего рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1987. — № 8. — С. 138-143.
- Кутюлин В.А. Петрохимические особенности базальтов разных формаций и некоторые вопросы их петрологии // Проблемы петрологии и генетической минералогии. — М.: Наука, 1969. — Т. 1. — С. 31-49.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. — 207 с.
- Международная геологическая карта м-ба 1:15 000 000 / Под ред. В.Е. Ханина. — 1985.
- Нестеренко Г.В. Сходство континентального и океанического толеитового вулканизма // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. — М.: Наука, 1986. — С. 87-94.
- Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. — М.: Наука, 1985. — 285 с.

Б.А. Литвиновский, Н.Л. Добрецов

ОСОБЕННОСТИ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОГО
ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
И ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Настоящий обзор открывает цикл статей по пермско-триасовому гранитоидному магматизму и вулканизму ряда крупных областей: от Казахстана и Средней Азии до Приморья и Северо-Востока СССР. В обзоре использованы данные, приводимые в этих статьях, а также некоторые материалы по магматизму Северо-Восточного Китая и Северной Кореи.

В конце палеозоя и в триасовое время на значительной части территории Восточной Азии был широко и разнообразно проявлен плутонический и вулканический кислый магматизм. Он охватывал области с различными геодинамическими режимами: окраинноконтинентальным, островодужным, окраинноморским, внутриконтинентальным.

В Центральной Азии магматическая деятельность определялась тектоническими событиями, обусловленными закрытием Палеоазиатского океана и формированием на его месте герцинского Джунгаро-Южно-Монгольского подвижного пояса. В Юго-Восточной Азии пермско-триасовый магматизм связан с развитием океана Палеотетис; в тихоокеанском обрамлении Азии он развивался в переходной зоне к Палеотихому океану. При всем разнообразии геодинамических обстановок главный ареал магматических пород обсуждаемого этапа протягивается в виде огромного неправильного полукольца через Центральную и Юго-Восточную Азию. На северо-востоке континента масштабы развития вулканитов кислого состава и особенно гранитоидов были намного скромнее (см. статью П.П. Лычагина в наст. сб.).

Выделяются два крупных этапа магматической деятельности: первый охватывает карбон и нижнюю пермь, второй — верхнюю пермь и начало триаса.

Главными областями проявления магматизма первого этапа были Центрально-Азиатский складчатый пояс, в меньшей степени — Северо-Восток СССР. В Центральной Азии формирование герцинского складчатого пояса (и соответственно гранитоидный магматизм) происходило в его западной и восточной частях неодновременно. На западе, на территории Казахстана и Большого Алтая, к концу среднего карбона завершился главный этап складчатости и закончилось формирование известковощелочных габброидов, тоналит-плагиогранитных, гранодиорит-адамеллит-гранитных ассоциаций, трактуемых нередко как гранитоиды активных континентальных окраин. Остается неясным, какой режим преобладал в этих областях к началу обсуждаемого этапа, т.е. к концу карбона. Опубликованные тектонические карты Азии позволяют допустить, что в это время здесь существовала либо внутриконтинентальная область, либо широкая континентальная окраина. Судя по тому, что позднее, в середине перми на территории Алтая и Казахстана формировались крупные массы коллизионных гранитоидов (граниты калбинского типа), более предпочтительным представляется первый вариант.

В конце карбона обсуждаемая область в орографическом плане представляла собой, по А.Н. Леонтьеву, ряд обширных сводовых или глыбовых поднятий, разделенных широкими поясами впадин, которые были заполнены либо молассоидами, либо существенно вулканогенными образованиями. Вулканические пояса, главные из которых располагаются в пограничных зонах между герцинскими остаточными прогибами и консолидированными блоками, протягивались на сотни километров. Постепенно затухавший континентальный вулканизм, главным образом среднего и кислого состава, прерывался интрузиями умеренно кислых гранитоидов. Происходила постепенная смена тектонических режимов от доминирующего растяжения к доминирующему сжатию, свидетельствующая, вероятно, о все более полной коллизии континентальных плит.

К востоку от Казахстана–Алтайской области в это же время, т.е. в конце карбона, существовала обширная континентальная окраина западно-тихоокеанского типа; она включала восточную часть Алтае–Саянской области, Забайкалье, территорию Монгольской Народной Республики и, вероятно, Приамурье. Островные дуги находились, по-видимому, на территории Внутренней Монголии (КНР); дальше к северу – окраинное море, а еще севернее, на месте Хангая и Хэнтэя, – эпиконтинентальный бассейн (см. рис. 1 в статье Б.А. Литвиновского и др. в наст. сб.). На границе карбона и перми магматическая деятельность была локализована в основном в пределах островных дуг. Палеоазиатский океан еще отделял Сино–Корейскую параплатформу от Сибирского континента.

Наиболее мощные тектонические движения и магматизм первого этапа происходили в середине этого периода – примерно в начале перми. Вероятно, они были обусловлены субдукцией океанической плиты под Сибирский континент. В результате этих движений окраинное море на юге Монголии прекратило свое существование, а островные дуги были причленены к континенту. На континентальной окраине на месте эпиконтинентального бассейна было сформировано сводовое поднятие, к северу и к югу от него образовались весьма протяженные пояса вулканических депрессий. В пределах этих депрессий были широко проявлены калиевый известковощелочной, а затем субщелочной вулканизм и интрузивный гранитоидный магматизм; в южной части сводового поднятия формировались известковощелочные габброгранитные серии. В восточной части континентальной окраины, в Приамурье, на территории СССР и Северо–Восточного Китая, раннепермская магматическая активность проявилась лишь в Буреинском массиве (последний, согласно палеомагнитным данным, находился в это время в Южном полушарии и начал откалываться от Гондваны).

Размещение формировавшихся на территории Буреинского массива известковощелочных гранодиорит–гранитных ассоциаций контролировалось системами глубинных разломов, наложенных на докембрийские структуры.

В западной части Центрально–Азиатского пояса, во внутриконтинентальных областях (Алтай и Казахстан) в ранней перми также имела место значительная структурная перестройка, сопровождавшаяся мощным, преимущественно гранитоидным, магматизмом нормальной щелочности и известковощелочным, реже субщелочным вулканизмом. Одновременно вдоль цепочек наложенных впадин формируются сиенит–гранитные и монзонит–сиенит–гранитные серии повышенной щелочности.

На Северо–Востоке СССР магматизм позднекарбонного – раннепермского этапа, как уже упоминалось выше, был развит в гораздо меньших масштабах, чем в Центральной Азии. Здесь к востоку от Сибирской платформы реконструируется система континент – эпиконтинентальный бассейн – окраинное море –

- островные дуги - океан, однако достоверность этих реконструкций, к сожалению, невелика. С большей долей условности можно судить и о масштабах магматизма в различных геодинамических обстановках. Несомненно лишь, что на обсуждаемом этапе здесь доминировали подводные вулканические излияния, а плутонический магматизм был подавлен. Базальтоиды и андезиты резко преобладали над кислыми вулканитами.

Второй этап, охватывающий всю позднюю пермь и ранний триас, был проявлен, пожалуй, еще более широко и разнообразно, чем первый. Он по времени близко совпадает с распадом Гондваны и, вероятно, не случайно именно с ним связано формирование на Азиатском материке ряда крупных постколлизионных рифтовых и рифтоподобных структур.

В начале верхней перми рифтогенез в большинстве областей еще не был отчетливо проявлен. На территории Казахстана и в Алтае-Саянской области, для которых в это время был характерен внутриплитный режим, магматизм был локализован в протяженных активных зонах, маркируемых системами глубинных разломов. Последние закладывались обычно по границам разнородных блоков, но нередко пересекали и устойчивые массивы. Магматические образования создают вулканоплутонические ассоциации повышенной щелочности, в которых большую роль играли различные сиенитоиды. Во второй половине верхней перми вулканическая деятельность прекращается и происходит формирование гранодиорит-адамеллит-гранитной серии (граниты калбинского типа и их аналоги, широко распространенные как на Алтае, так и в Казахстане). Эти гранитоиды по ряду признаков могут трактоваться как коллизионные.

Территория Монголии, Забайкалья и Приамурья в начале верхней перми еще оставалась континентальной окраиной, но отсутствие островных дуг и заложение в Южной и Центральной Монголии серии рифтовых структур^{*} заставляют считать, что в рассматриваемый период она представляла собой окраину андийского типа. Позднепермский магматизм на этой территории был проявлен необычайно широко: в крупных тектонических депрессиях формировались субщелочные, преимущественно кислые вулканоплутонические ассоциации, в сводовых поднятиях - известковощелочные гранитоидные серии, часто калиевые.

Позднепермские движения и магматизм в существенных масштабах проявились также на территории Советского Приморья и в прилегающей части Северо-Восточного Китая. Здесь во второй половине перми на докембрийском кристаллическом основании был заложен крупный прогиб, с развитием которого связаны контрастный спилит-кератофировый вулканизм, а затем тоналит-гранитный и гранитный магматизм. Ареал распространения гранитоидов гораздо шире границ прогиба, он пересекает докембрийские и палеозойские структуры северного обрамления Сино-Корейской платформы и протягивается дальше на север через весь Буреинский массив. Последнее свидетельствует о том, что во второй половине перми Буреинский блок уже занимал свое теперешнее положение по отношению к окружающим структурам.

Вторая фаза пермотриасового этапа охватывает временной промежуток от конца перми и до конца раннего триаса. В Центральной Азии к этому времени произошло практически полное закрытие Палеоазиатского океана и Сино-Корейская параплатформа присоединилась к Сибирскому континенту. Вся территория Центрально-Азиатского пояса превратилась во внутриконтинентальную

^{*} Ярмолюк В.В. Палеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. - М.: Наука, 1983. - 197 с.

область. Важной особенностью рассматриваемой стадии было то, что коллизия двух континентальных плит, завершившись в триасе, не сопровождалась затем крупномасштабными процессами скучивания и утолщения коры в зоне столкновения. Признаки подобных движений устанавливаются, причем с большой долей условности, только в Монголо-Охотском поясе. Следствием такого режима стало практически полное отсутствие на территории Монголии и Забайкалья орогенных S-гранитов позднепермского или триасового возраста (см. рис. 2 в статье Б.А. Литвиновского и др. в наст. сб.).

В конце перми на огромной территории от Казахстана до Приамурья началось формирование внутриконтинентальных рифтогенных структур, с которыми связана генерация крупных масс кислых магм повышенной щелочности. Среди plutонических пород главную роль играли гранит-лейкогранитные ассоциации (A-граниты). Пояса гранитов протягиваются через Казахстан, Алтай, Монголию и Забайкалье, образуя ареалы протяженностью в тысячи километров. В некоторых регионах гранитам предшествуют калиевые известково-щелочные и субщелочные вулканиты.

На границе перми и триаса упомянутые рифтогенные структуры образовали на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса единую систему (см. статью А.Н. Занвилевич и А.Н. Леонтьева в наст. сб.), наложенную на блоки коры с весьма разнородной геологической историей. Эта система контролировала формирование щелочных гранитов и сиенитов, которым во многих районах предшествовала бимодальная ассоциация субщелочных базальтов - риолитов с комендитами.

На Северо-Востоке Азии, к востоку от Сибирской платформы, к началу триаса существовал крупный эпиконтинентальный морской бассейн, в северо-восточной и западной частях которого также были заложены рифтовые зоны. В этих зонах был широко проявлен андезито-базальтовый магматизм.

Очень близкий по составу, но неизмеримо больший по масштабам трапповый магматизм проявился в это время в западной части Сибирской платформы. Здесь он также был связан с зонами рассеянного спрединга, сопряженного со спредингом в Западной Сибири и Арктическом бассейне.

Как видим, в конце перми и начале триаса, в период распада Гондваны, режимы растяжения доминировали и на территории Восточной Азии. Они проявились в развитии крупномасштабного окраинно-и внутриконтинентального рифтогенеза, который не привел, однако, к расколу Азиатского суперконтинента.

Проведенный обзор позволил наметить только главные закономерности эволюции позднепалеозойского гранитоидного магматизма и вулканизма Восточной Азии. Более детальное обсуждение в настоящее время вряд ли целесообразно, поскольку целый ряд важнейших соотношений гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов, остается дискуссионным.

На примере Забайкалья и Монголии видно, что названные два этапа магматической деятельности распадаются на четыре: активная окраина восточно-тихоокеанского типа с островными дугами (C_2-C_3); активная окраина андийского типа (P_1); коллизийная обстановка (P_1^1); постколлизийные рифты ($P_2^2-T_1$). Для первых двух этапов, в меньшей мере - для третьего, характерна латеральная зональность, причем тыловые зоны, примыкающие к континенту, на всех этапах могут характеризоваться схожим, субщелочным бимодальным магматизмом, и лишь во фронтальных зонах магматизм контрастно различается: в первой стадии - габброгранитные известковощелочные серии с гранитоидами толеитового ряда; во второй - калиевые известковощелочные

серии с гранитоидами андезитового ряда^{*}; в третьей – граниты и гранодиориты S- типа. Последние могут формироваться и на других стадиях в сводовых поднятиях и блоках. Однако точная диагностика всех названных стадий без подробного геохимического изучения магматических пород невозможна.

Есть все основания полагать, что названные четыре стадии имели место и в других областях (по крайней мере в Казахстане и в Алтае–Саянской области), но не исключено, что в разных частях Центрально–Азиатского пояса время их проявления не совпадало (омоложение с запада на восток). Во всяком случае очевидно, что достоверное выделение таких стадий невозможно без точной возрастной и пространственной привязки магматических образований и без подробных палеореконокструкций на каждый период. Последнее особенно важно, так как относительное расположение блоков (особенно этапа $(C_3 - P_1)$) могло быть сильно искажено последующими движениями, о чем свидетельствуют палеомагнитные данные по Сибирской платформе и Буреинскому массиву. Но этих данных не хватает для большинства остальных участков.

Значительные трудности вносят также недостаток и противоречивость палеонтологических данных по верхнему палеозою, о чем упоминается в статье Г.Л. Добрецова и С.А. Лескова (см. наст. сб.): многие определения фауны недостаточно точны, так как относятся к континентальным отложениям и вступают в ряде случаев в противоречие с определениями по морской фауне. Тогда особое значение приобретают систематические радиологические определения возраста, но и их явно недостаточно.

С учетом всего сказанного выше одному из авторов настоящего обзора (Н.Л. Добрецову) кажутся преувеличенными представления о сквозных трансрегиональных гранитоидных и вулканогенных поясах. Не исключено, что часть из них включает разновозрастные и разнотипные образования.

Думается, что большую роль сыграют в дальнейшем углубленные геохимические, в том числе изотопные, исследования гранитоидов и комагматичных вулканитов для суждения не только о геодинамическом режиме при их формировании, но также и об условиях генерации исходных магм. Последняя проблема до сих пор остается крайне актуальной и дискуссионной, о чем свидетельствует статья Б.А. Литвиновского в наст. сб.

А.Н. Занвилевич, А.Н. Леонтьев

ПЕРМОТРИАСОВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ
И ВУЛКАНИТЫ ЦЕНТРАЛЬНО–АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Центрально–Азиатский складчатый пояс – одна из крупнейших областей щелочно–гранитоидного магматизма /Занвилевич и др., 1985; Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981/. Здесь известны щелочные породы разного

^{*} Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских складчатых поясов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – 199 с.

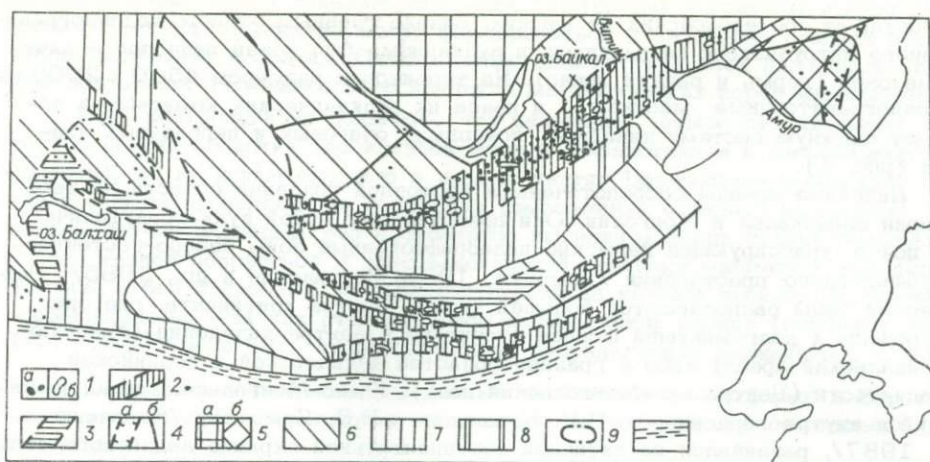
возраста: от протерозойских до юрских, однако главным этапом щелочногранитоидного интрузивного магматизма и вулканизма был конец палеозоя - начало мезозоя (пермь и ранний триас). На территории размером 4500 x 2000 км щелочногранитоидные массивы и пояса их вулканических коагматов образуют сложную систему линейных, поясовых, очаговых и цепочечных ареалов (рис. 1).

Линейные ареалы сосредоточены в восточной половине области на территории Забайкалья и Монголии. Они представляют собой вулканоплутонические пояса, трассирующие пермские палеорифтогенные зоны северо-восточного и субширотного простирания /Ярмолюк, 1983; Занвилевич и др., 1985/. Рифтогенные зоны располагаются большей частью внутри континента, где они приурочены к долгоживущей шовной структуре в центре каледонид (Монголо-Забайкальский ареал) либо к границе областей каледонской и герцинской складчатости (Центрально-Монгольский пояс). Южно-Монгольский пояс, находящийся внутри герцинид, по В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюку /Коваленко и др., 1987/, развивался на активной континентальной окраине андийского типа.

Наиболее крупный поясовой ареал - Монголо-Забайкальский - протягивается на 2500 км от Долины Больших Озер в Западной Монголии до верховьев Амура. Ареал включает свыше 350 массивов различных размеров (от 1 до 650 км²) и большое количество дайковых тел, местами группирующихся в линейные зоны северо-восточного простирания. С массивами щелочных гранитов и сиенитов пространственно тесно связаны близкоодновременные (но всегда более ранние) вулканы субщелочной бимодальной серии: базальты - трахиты - риолиты (с комендитами). Максимальная насыщенность плутоническими породами и наибольшие размеры массивов наблюдаются в центральной части ареала. К юго-западу и северо-востоку количество массивов и их размеры убывают /Занвилевич и др., 1985/.

Линейные ареалы Южной и Центральной Монголии по размерам и насыщенности вулканоплутоническими образованиями уступают Монголо-Забайкальскому поясу /Ярмолюк, 1983; Яшина, 1982; Коваленко и др., 1987/. Протяженность Южно-Монгольского пояса составляет 1600 км, остальные ареалы простираются на 400-800 км. Тела щелочных гранитов и сиенитов, как правило, ассоциируют с вулканитами. Вулканические образования бимодальной серии представлены субщелочными базальтами, трахитами и риолитами с комендитами и пантеллеритами. В пределах Южно-Монгольского пояса, расположен Хан-Богдинский массив щелочных гранитов площадью 1000 км², один из крупнейших в мире /Владыкин и др., 1981/. В целом же примерно из тридцати известных здесь выходов плутонических и субвулканических щелочных пород большая часть представлена небольшими (менее 10 км²) телами, а также дайками, часто сгруппированными в зоны, субпараллельные простиранию пояса. Монголо-Забайкальский и Центрально-Монгольский пояса на западе ограничены Кобдинской краевой зоной Алтая; аналогично Южно-Монгольский пояс прерывается или выклинивается у границы с Джунгарским массивом (см. рис. 1).

Система поясовых ареалов Забайкалья и Монголии, прерываясь структурами Монгольского Алтая и Джунгарии, продолжается к западу от них, в структурах Горного Алтая и Казахстанского массива. Здесь цепочки пермотриасовых щелочных гранитоидов располагаются отчасти линейно, отчасти концентрически вокруг сводово-глыбовых поднятий каледонид среди окружающих гер-



Р и с. 1. Схема размещения пермтриасовых щелочных гранитоидов и вулканитов бимодальной серии в главных геотектонических структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 - массивы щелочных гранитов (а) и поля вулканитов бимодальной серии (б); 2 - области распространения щелочных гранитоидов и бимодальных вулканических серий повышенной щелочности; 3 - области распространения существенно кислых вулканитов, нормальных и субщелочных; 4 - зоны активизации в пределах древних консолидированных блоков (а) и глубинные разломы (б); 5 - Сибирская платформа (а) и Бурейнский массив (б); 6 - глыбово-складчатая область со складчатым чехлом преимущественно байкальского и каледонского возраста; 7 - герцинский складчатый пояс; 8 - герцинское поднятие; 9 - позднепалеозойские сводовые поднятия; 10 - поздние герциниды.

цинских складчатых зон. Расположение их не всегда совпадает с расположением близких по возрасту вулканитов Джунгаро-Балхашской области; на территории Алтае-Саянской области интрузивные массивы вообще лишены видимой связи с эффузивами. Наиболее распространены щелочные гранитоиды в Зайсане, Чингиз-Тарбагатае и Северном Прибалхашье (Казахстан), где их цепочки северо-западного и широтного простираения окружают со всех сторон Чингизский блок. Размеры этой концентрической системы свыше 600 км в поперечнике, не считая ее линейного продолжения к востоку еще на 400 км (см. рис. 1). Здесь известно несколько десятков интрузивов щелочных гранитоидов и ряд дайковых зон щелочных гранит-порфиров в десятки километров длиной. Они относятся к трем ассоциациям. Обе ранние ассоциации включают щелочные граниты, гранит-порфиры, субщелочные и щелочные кварцевые сиениты и граносиениты. Гранитоиды не обнаруживают непосредственной связи с эффузивами, однако значительная их часть наложена на пояса орогенных существенно кислых вулканитов, формировавшихся непрерывно от раннего карбона до перми. Только поздняя ассоциация является бимодальной вулканоплутонической и включает базальты (с подчиненным количеством трахиандезитов), комендиты, пантеллериты, габбромонзониты, субщелочные и щелочные граниты. Она ограничено развита в южной части рассматриваемого концентрического ареала и приурочена к северо-западному продолжению Южно-Монгольского герцинского складчатого пояса.

В Горном Алтае и вокруг Западного Саяна известны малочисленные небольшие интрузивы и дайки щелочных гранитов и гранит-порфиров, обычно в сопровождении кварцевых сиенитов, причем их вулканические комагматы не установлены. Наиболее дифференцированный и местами контрастный ряд щелочных гранитоидов в восточной части Монгольского Алтая, очевидно, связан с влиянием Монголо-Забайкальского пояса на этапе его рифтогенной активизации.

В целом Казахстан и Алтай, так же как Забайкалье и Северная Монголия, характеризовались в пермотриасе преобладанием салического и подчиненной ролью контрастного щелочного магматизма, отсутствием типичных рифтовых грабен. Обе названные области представляли собой в это время крупные орогенные сводовые поднятия, возникшие на месте каледонских глыбово-складчатых сооружений. Рифтогенная активизация усиливалась постепенно и, судя по проявлению специфического бимодального магматизма, больше всего затронула междусводовый Зайсано-Южно-Монгольский осевой подвижный пояс.

В Буреинском массиве, представляющем собой древний консолидированный блок (?), развиты лишь мелкие (до первых квадратных километров) штоки и дайкообразные тела щелочных гранитов и сиенитов (данные Л.П. Корсакова). Проявления щелочногранитоидного магматизма связаны с рассекающими массив субмеридиональной поясовой зоной позднепалеозойской активизации и глубинными разломами.

Анализ размещения пермотриасовых щелочных гранитов, сиенитов и вулканических пород позволяет выделить четыре типа геодинамических обстановок, в которых происходила генерация пересыщенных кремнеземом щелочных магм:

внутриконтинентальные рифтовые зоны;

окраинноконтинентальные рифтовые зоны (активная континентальная окраина андийского типа);

наложенные орогенные впадины вдоль зон глубинных разломов, дополняемые рифтоподобными вулканотектоническими депрессиями и зонами разломов, развитыми в периферических частях жестких блоков;

зоны активизации в древних консолидированных массивах.

Ассоциация гранитоидов высокой щелочности на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса подразделяется по времени формирования на два крупных ритма, которые достаточно определено выделены пока только в Монголо-Забайкальской провинции и в Чингиз-Тарбагатае /Занвильевич и др., 1985; Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981/. Первый более ранний ритм включает щелочнополевошпатовые сиениты и граниты, не содержащие щелочных фемических минералов. Второй ритм представлен также щелочнополевошпатовыми сиенитами и гранитами, но со щелочными амфиболами и эгирином. Гранитоиды субщелочного и щелочного ритмов находятся в тесной пространственной связи и часто слагают единые plutоны. Как сиенитовые, так и следующие за ними гранитные части ритмов представляют собой результат многократного внедрения близких по составу магм и имеют свои дайковые генерации. Для Южной Монголии, Тувы, Алтая и Восточного Саяна также есть указания на присутствие в ряде массивов моношпатовых диопсид-гастингситовых сиенитов и биотитовых гранитов, предшествующих щелочным сиенитам и гранитам. Эти породы относятся авторами к ранним фазам комплексов, в которые включаются и щелочные породы /Яшина, 1982; Ярмолюк, 1983; Нечаева, 1973; и др./.

По геологическим данным, которые весьма ограничены, формирование ассоциации щелочных гранитоидов укладывается в интервал, охватывающий всю

пермь - начало триаса /Занвилевич и др., 1985/. Достоверные радиологические даты также единичны: Rb - Sr определения возраста получены лишь для трех массивов Монголо-Забайкальского пояса /Шергина и др., 1979; Занвилевич и др., 1985/ и для Хан-Богдинского массива Южно-Монгольского пояса /Сандиминова и др., 1980; Ярмолюк и др., 1981/; радиологический возраст пород Казахстана, Алтая и Западного Саяна определяется K-Ar методом по валовым пробам /Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981/. Согласно указанным выше данным, возраст субщелочных моношпатовых сиенитов и гранитов Забайкалья оценивается в 293-280 млн лет; возраст щелочных пород составляет 253-233 млн лет, что соответствует концу перми - началу триаса. Хан-Богдинский массив трактуется как более древний, раннепермский (277 ± 11 млн лет). Вместе с тем при анализе геологических соотношений гранитоидов массива со стратифицированными породами приводятся данные о прорывании щелочными гранитами и их субвулканическими аналогами вулканогенных толщ, которые датируются ранней пермью /Владыкин и др., 1981/ либо являются более молодыми, условно позднепермскими /Сандиминова и др., 1980/. На этом основании высказано предположение, что время становления Хан-Богдинского массива растягивается на всю пермь /Сандиминова и др., 1980/. В Казахстане и на Алтае ранние плутонические ассоциации, включающие щелочные и субщелочные гранитоиды, датируются ранней пермью, а поздняя вулканоплутоническая ассоциация имеет возраст перми - триас. Оценки времени формирования массивов щелочных и моношпатовых субщелочных гранитоидов Горного Алтая и Западного Саяна варьируют в широких пределах: от конца перми до юры /Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981/.

Сделанный нами обзор позволяет заключить, что данных о возрасте позднепалеозойских щелочногранитоидных ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса крайне недостаточно. На современной стадии изученности приходится допускать наличие в поясе двух этапов щелочногранитоидного магматизма и коагматичного с ним вулканизма: раннего, охватывающего первую половину перми, и позднего - конец перми - начало триаса. Второй этап был более мощным и проявлен практически повсеместно, тогда как раннепермский фиксируется только на юге Монголии и в малых масштабах - в Казахстане и на Алтае.

Для всех пород щелочногранитоидной ассоциации характерна близость и выдержанность основных особенностей минерального и химического состава. Они представлены в основном кислыми разновидностями (содержание кремнезема 64-75 %). Кварц является модальным минералом не только в гранитах, но и во всех сиенитоидах ассоциации. И в гранитах, и в сиенитах главный породообразующий минерал - щелочной полевой шпат, представленный пертитовыми сростаниями ортоклаза и альбита; индивидуализированный Са - содержащий плагиоклаз, как правило, отсутствует. Породы ассоциации в большинстве своем лейкократовые. Темноцветные минералы в сиенитах субщелочного ритма представлены диопсидом, еденитовой роговой обманкой, гастингситом, биотитом; граниты обычно биотитовые. В сиенитах щелочного ритма присутствуют катофорит, эгирин и биотит, в гранитах - эгирин, эгирин-авгит, рибекит-арфведсонит (\pm биотит, астрофиллит, цирконосиликаты, криолит). Щелочногранитоидные образования отличаются высоким содержанием щелочей, составляющим в сиенитах 11-13 мас.%, в гранитах и комендитах 8,5-10,5 мас.%, а также низкими - обычно менее 1 % - концентрациями CaO и MgO (табл. 1). В большинстве случаев породы относятся к умеренно агпайтовым ($K_a \sim 0,9-1,12$). Граниты, сиениты и кислые члены вулканитов нередко содержат повышенные количества Zr, P3Э, Nb, Be, Sn.

Таблица 1. Химический состав гранитоидов высокой щелочности и комагматичных вулканитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	74,74	62,66	75,02	52,32	71,5	75,16	63,44	71,00	65,66	73,26	63,94	72,18	65,16	71,09	75,15	50,32	69,50	75,21
TiO ₂	0,12	0,54	0,12	1,41	0,37	0,32	0,67	0,40	0,54	0,29	0,43	0,30	0,66	0,39	0,04	1,28	0,45	0,18
Al ₂ O ₃	12,02	16,69	12,59	16,09	14,11	11,52	18,63	14,88	17,01	11,28	17,90	13,99	17,49	13,86	9,42	16,15	14,40	10,75
Fe ₂ O ₃	1,49	4,18	0,72	6,40	1,83	2,03	1,78	1,39	2,03	3,13	1,16	0,81	1,28	1,20	3,01	2,28	1,08	1,26
Feo	1,70	0,72	1,57	3,00	0,22	0,24	0,97	0,96	1,16	1,19	1,44	0,75	1,50	1,11	1,47	5,15	1,36	1,69
MnO	0,07	0,07	0,10	0,15	0,07	0,07	0,10	0,02	0,06	0,08	0,09	0,05	0,14	0,03	0,13	0,10	0,03	0,04
MgO	0,02	1,40	-	3,93	0,20	0,12	0,61	0,23	0,39	0,18	0,50	0,14	0,38	0,10	0,04	2,96	1,48	0,05
CaO	0,04	2,08	0,52	4,51	0,67	0,64	0,83	0,35	0,36	0,30	0,99	0,56	0,90	0,28	0,33	6,47	1,58	0,52
Na ₂ O	5,56	4,00	4,71	4,90	4,62	3,51	5,43	4,73	5,36	3,98	5,36	4,61	5,38	5,00	5,06	3,99	3,20	4,15
K ₂ O	3,33	6,35	5,06	3,05	5,32	5,81	6,27	5,33	6,09	5,25	6,94	5,38	5,88	5,51	4,95	3,29	6,40	4,36
P ₂ O ₅	-	0,55	Сл.	2,96	0,94	0,46	0,16	0,07	0,09	0,03	0,07	0,07	0,11	0,04	-	-	-	-
Li	229	-	-	32	9	26	10,2	2,6	26,4	15,6	6	9,6	11,3	329	75	-	-	-
Rb	411	-	-	50,3	85	128	70,3	252	140,3	176,2	61	215	112,5	207,5	180	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	130	29,8	10,8	5,5	250	50	28	120	7,6	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	830	138	80,3	110	1410	692	300	144	19,5	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	665	-	570	-	450	-	-	520	1300	-	-	-
F	0,19	-	-	-	-	-	0,07	0,08	0,20	0,13	0,07	0,18	0,06	0,12	0,144	-	-	-

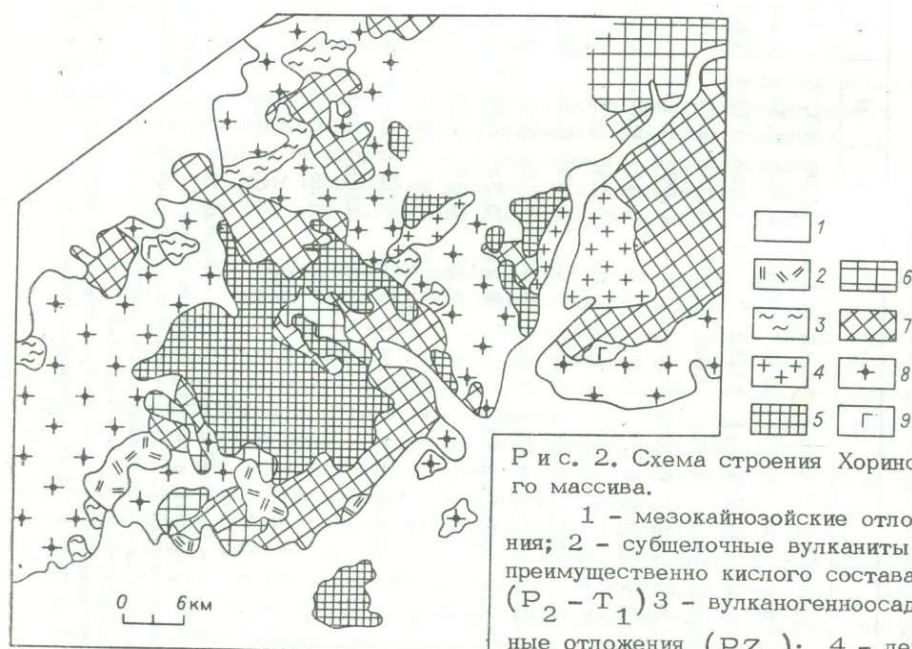
Примечание. 1-3 - Чингиз-Тарбагатай (1) и Горный Алтай (2 и 3); 4-14 - Монголо-Забайкальский пояс: вулканическая ассоциация сомона Тосон-Ценгел, МНР (4-6), граниты и сиениты Харитоновского (7-10) и Хоринского (11-14) массивов Забайкалья; 15-18 - Южно-Монгольский пояс: граниты Хан-Богдинского массива (15), вулканическая ассоциация сомона Хан-Богд (16-18). 2, 7, 11 - субщелочные щелочнополевошпатовые сиениты; 8 и 12 - субщелочные щелочнополевошпатовые граниты; 9 и 13 - щелочные сиениты; 1, 3, 10, 14, 15 - щелочные граниты; 4 и 16 - трахибазальты; 5 и 17 - трахириолиты; 6 и 18 - комендиты.

Использованы собственные материалы авторов статьи, а также данные Н.В. Владыкина и соавторов /1981/, И.А. Нечаевой /1976/, В.В. Ярмолюка /1983/, а также Е.В. Негрей и Е.М. Шеремета. Петрогенные компоненты и F - мас. %, остальные - г/т. Тире - не определялось.

Щелочные гранитоиды окраинноконтинентальной рифтовой зоны (Южно-Монгольский пояс) отличаются от щелочных пород других областей более высокой щелочностью. Так, для гранитов Хан-Богдинского массива $K_a = 1,5-2$, для них характерны также повышенные концентрации Li, Zr, минимальные содержания Ba и Sr.

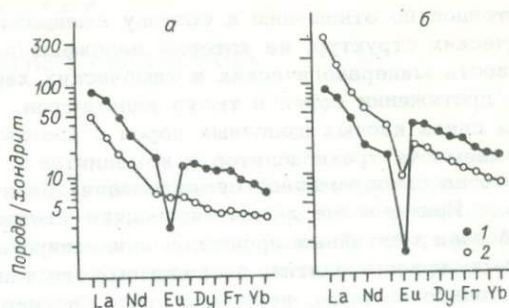
Хан-Богдинский массив подробно описан /Владыкин и др., 1981/. В настоящем сообщении мы приведем краткую характеристику второго из крупнейших щелочногранитоидных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса - Хоринского. Этот массив располагается в центральной части Монголо-Забайкальского пояса, на правобережье р. Уда (приток Селенги). Площадь его составляет 650 км². Массив представляет собой сложный гетерогенный плутон зонального строения (рис. 2). Внешняя зона серповидной формы сложена субщелочными сиенитами с резко подчиненным количеством гранитов; во внутренней зоне преобладают щелочные граниты. Породы субщелочного и щелочного этапов были сформированы в результате нескольких стадий внедрения. Ранняя стадия всегда преобладает по объему и характеризуется относительно крупнозернистыми структурами.

Субщелочные породы сложены преимущественно каликатровым полевым шпатом ($Ab_{52-57}Or_{40-45}An_{1-2}$), в гранитах 20-35 об.% составляет кварц. Фемическими минералами сиенитов являются эденитовая роговая обманка, субкальциевый амфибол, высокомагнезиальный биотит ($Mg : Fe = 0,9 - 2$); граниты всегда биотитовые. Главный породообразующий минерал щелочных сиенитов - Na-ортоклаз (60-66 % Ab); индикаторные фемические минералы представлены в сиенитах Ca-катофоритом, в гранитах - эгирином,



Р и с. 3. Графики распределения средних нормированных содержания РЗЭ в субщелочных (а) и щелочных (б) породах Хоринского массива.

1 - граниты; 2 - сиениты.



рибекит-арфведсонитом. Индивидуализированный Са-содержащий плагиоклаз в породах ассоциации отсутствует. Таблитчатые выделения An_{18-28} установлены исключительно редко в центре крупных зерен щелочного полевого шпата.

Для гранитоидов Хоринского массива получены вполне удовлетворительные Rb - Sr изохроны, согласно которым возраст субщелочных пород оценивается 293 ± 20 млн лет ($I_{Sr} = 0,7044 \pm 0,0106$), возраст щелочных пород составляет 253 ± 3 млн лет ($I_{Sr} = 0,7077 \pm 0,0033$). По распределению РЗЭ устанавливаются самостоятельные тренды дифференциации для субщелочного и щелочного ритмов, подтверждающие их автономность (рис. 3). Выявленные закономерности распределения РЗЭ для субщелочного ритма согласуются с моделью фракционирования полевого шпата; для щелочного ритма приходится допускать совмещение фракционирования с другим процессом (возможно, поступление в области магмогенерации глубинных флюидов).

Таким образом, изложенный материал позволяет заключить, что в течение перми и раннего триаса на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса сформировалась система крупных рифтогенных структур; в этой системе геологически одновременно (или с очень небольшим разрывом во времени) происходило выплавление значительных объемов пересыщенных кремнеземом щелочных магм. Устанавливается полная автономность состава гра-

Т а б л и ц а 2. Температура гомогенизации расплавных включений в щелочных кремнекислых породах /Занвилевич и др., 1985/, °С

Порода	Местонахождение	$T_{\text{гом}}$ (минерал)
Гранит субщелочной	Забайкалье, Соготинский массив	980-1020 (Кв)
Сиенит щелочной	Там же, Харитоновский массив	980-1020 (Кв)
Гранит щелочной	Там же, бассейн р. Кудун	910-960 (Кв)
" "	Там же, у с. Бар	880-900 (Кв)
Сиенит щелочной кварцевый	Там же, Мало-Куналейский массив	890 (Кв)
Трахирюлит	МНР, Южно-Гобийский пояс	950-1080 (Кв)
Гранит щелочной	" "	800-930 (Кв)
" "	о. Вознесения	1000-1050 (Кв)
Пантеллерит	о. Пантеллерия	770-1020 (Ан)

нитойдов по отношению к составу вмещающих пород и к характеру геотектонических структур, на которые наложены рифтогенные зоны, а также устойчивость минералогических и химических характеристик гранитов и сиенитов на протяжении сотен и тысяч километров. Тесная пространственная и временная связь кислых щелочных пород с базальтоидами высокой щелочности, перемежаемость трахириолитов и комендитов с субщелочными базальтами указывают на одновременное существование базитовых и кислых магм.

Приведенные данные позволяют высказать предположение о существенной роли мантийных процессов в инициировании щелочногранитоидного магматизма, причем мантия, по-видимому, поставляла в области магмогенерации не только энергию, но и вещество. Свидетельством активного участия мантии в формировании щелочногранитоидных магм могут служить также высокие температуры кристаллизации (а следовательно, еще более высокие температуры генерации) сиенитов, щелочных гранитов и пантеллеритов, достигающие 1000–1050 °С (табл. 2).

Список литературы

- Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (МНР). - М.: Наука, 1981. - 136 с.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. - М.: Наука, 1985. - 132 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Горегляд А.В. Бимодальные базальт-комендит-щелочногранитоидные ассоциации Монголии и их происхождение // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1987. - № 1. - С. 25-28.
- Нечаева И.А. Щелочно-гранитоидный магматизм и его формации. - М.: Наука, 1976. - 147 с.
- Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса / Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 331 с.
- Сандмирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. и др. О возрасте щелочных гранитоидов Монголии (на примере массива Хан-Богдо) // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. - М.: Наука, 1980. - С. 72-81.
- Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А., Лебедев П.Б. Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb-Sr метода // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 246, № 5. - С. 1199-1202.
- Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. - М.: Наука, 1983. - 197 с.
- Ярмолюк В.В., Дуранте М.В., Коваленко В.И. и др. Возраст комендит-щелочногранитоидных магматических ассоциаций Южной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1981. - № 9. - С. 40-48.
- Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. - М.: Наука, 1982. - 274 с.

ПЕРМОТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ КАЗАХСТАНА
И СРЕДНЕЙ АЗИИ

В данной статье рассматривается пермотриасовый магматизм палеозойд Казахстана и Средней Азии – обширной территории Казахстанского мелкосопочника и горных сооружений юга Казахстана и Средней Азии. В географическом отношении естественными границами этой территории на севере и северо-востоке служат Западно-Сибирская низменность, на западе – низменности и пустыни Средней Азии, на юге – горные сооружения Памиро-Гиндукушской системы, а на юго-востоке – впадина Таримского массива. Рассматриваемая область является средней частью (сегментом) протяженного Урало-Монгольского (или Центрально-Азиатского) складчатого пояса, расположенного между тремя крупнейшими древними платформами: Восточно-Европейской (Русской), Сибирской и Китайской. На юго-востоке этот пояс сопрягается с другой планетарной мегаструктурой – Средиземноморским подвижным поясом. Время заложения Урало-Монгольского пояса как подвижной внутриконтинентальной мегаструктуры оценивается по-разному, но активное развитие рассматриваемой складчатой области Казахстана и Средней Азии, протекавшее в геосинклинальном режиме, началось скорее всего в конце протерозоя (венда) или в начале палеозоя, а закончилось в середине триаса. Отдельные звенья внутри этой складчатой области различались как по времени начала активных движений, так и по времени кратонизации или перехода к стабильному состоянию. В соответствии с неодновременностью завершения активного развития на рассматриваемой территории традиционно выделяются каледонские и варисцийские складчатые системы и разделяющие их устойчивые (срединные) массивы, подвергавшиеся неравномерной тектономагматической переработке (активизации), сопряженной с активными процессами в подвижных зонах (см. рис. 1, 2). Закрытие геосинклинальных морских прогибов и складчатость, обусловившие переход подвижных систем к орогенному состоянию, происходили в каледонидах в интервале времени от конца ордовика до середины девона, а в вариссидах – от конца раннего карбона до середины ранней перми. Однако наибольшее значение в областях каледонской консолидации имела каледонская (или преддевонская) фаза складчатости, а в вариссидах – судетская (или предверхнепалеозойская).

В мезозое на всей территории Казахстана и Средней Азии господствовал стабильный, близкий к платформенному геотектонический режим, а в кайнозое она подверглась воздействию процессов новейшего орогенеза – почти амагматичного горообразования, наиболее интенсивно проявившихся на юге Казахстана и в Средней Азии. По времени проявления эти процессы синхронны с активными тектоническими движениями в Средиземноморском складчатом поясе и, вероятно, сопряжены с ними.

К началу верхнего палеозоя значительная часть варисцийских подвижных систем консолидируется, превращаясь в складчатые сооружения с новообразованной или регенерированной корой континентального типа. К середине перми уже вся территория палеозойд Казахстана и Средней Азии претерпевает складчатость и глубинный метаморфизм, преобразуясь в стабильную область с континентальным орогенным режимом развития, который характеризуется

сводово-глыбовой формой тектогенеза и интенсивным проявлением кислого корового магматизма. Таким образом, уже к середине перми различия предшествующего геотектонического развития отдельных частей рассматриваемой территории нивелируются и вся рассматриваемая область с этого момента характеризуется однотипным режимом тектономагматического развития с интенсивным проявлением наземного вулканизма, сочетающего продукты мантийного и корового происхождения, и гранитоидного плутонизма. Итак, позднепалеозойско-триасовая история развития Казахстана и Средней Азии может быть разбита на два крупных этапа, условно именуемых ранне- и позднеорогенным. Первый этап соответствует отрезку геологического времени от начала или середины среднего карбона до середины (или конца) ранней перми, а второй охватывает позднюю пермь и ранний триас (возможно, часть среднего триаса).

Раннеорогенный этап ($C_2 - P_1$) (рис. 1). Он наступает после инверсии геосинклинального режима, складчатости и связанной с этим процессом консолидации тектонической структуры в большинстве варисийских складчатых систем, активный геосинклинальный режим развития в которых сменяется орогенным. Подвижное, близкое к геосинклинальному развитие в карбоне и ранней перми сохраняется только в Саяском остаточном прогибе в Казахстане, а также в Южно-Тяньшанской складчатой системе Средней Азии, стабилизация которых произошла позже, в середине или конце ранней перми. Вулканизм раннеорогенного этапа соответствует так называемому "субсеквентному" магматизму подвижных областей и характеризуется чаще всего контрастной перемежаемостью (сочетанием в разрезе) существенно андезитовых толщ (андезитов, андезитобазальтов до андезитодацитов) с кислыми дацитопаритовыми накоплениями. В целом это продукты типичного известковощелочного магматизма, отклонения от этого профиля редки.

Еще более устойчивы и показательны состав и особенности интрузивного магматизма данного этапа. В первом приближении он может быть охарактеризован как существенно гранодиоритовый или гранитоидный пестрого состава. При детальном изучении удается выделить интрузивные образования нескольких формационных типов, в совокупности образующих специфическую раннеорогенную интрузивную серию. Самый типоморфный член раннеорогенной серии - формация I-гранитоидов повышенной щелочности или кварцевомонцодиорит-монцогранодиоритовая (для краткости просто монцогранодиоритовая). В ряде случаев эта формация предваряется интрузиями габбро и диоритов, также нередко имеющими несколько более высокий уровень щелочности по сравнению с нормальными породами этого состава. Эта серия завершается интрузиями гранодиорит-меланогранитового состава (меланогранитовая формация). Локально проявленным членом раннеорогенной серии являются образования кварц-диорит-гранодиоритового формационного типа.

Основная особенность пород монцогранодиоритовой формации состоит в том, что в их составе присутствуют сопоставимые количества довольно основного плагиоклаза (до андезина в центральных частях зональных зерен) и калинатрового полевого шпата (микроклина), обуславливающего их повышенную щелочность по сравнению с известковощелочными гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Весьма характерно довольно высокое содержание темноцветных минералов (от 5-10 до 15-20 %), чаще всего представленных биотитом и амфиболом, реже одним из этих минералов. Содержание кварца неустойчиво и колеблется от 10-15 до 25 %, определяя принадлежность пород к группе кварцевого диорита - гранодиорита.

В составе гранодиорит-гранитовой (или меланогранитовой) формации преобладают специфические меланократовые, обычно биотит-роговообманковые

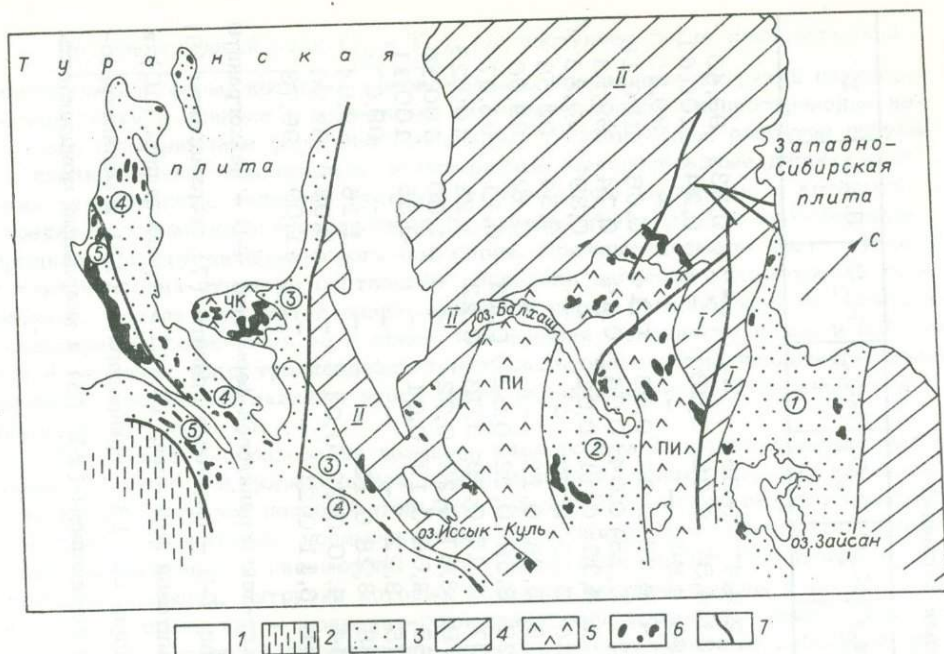


Рис. 1. Схема размещения раннеорогенных ($C_2 - P_1$) гранитоидных интрузий в тектонических структурах Казахстана и Средней Азии.

1 - мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - 4 - области складчатости: 2 - киммерийской (Памир), 3 - варисийской (варисциды), 4 - каледонской (каледониды); 5 - вулканогенные пояса и ареалы (вулканарион); 6 - массивы PZ_3 -гранитоидов (нерасчлененные по составу); 7 - главные разломы.

I, II - каледонские складчатые системы: I - Чингиз-Тарбагатайская, II - Кокчетав-Северо-Тяньшанская. Цифры в кружках - варисийские складчатые системы: 1 - Зайсанская, 2 - Джунгаро-Балхашская, 3 - Срединно- и 4 - Южно-Тяньшанские, 5 - Гиссаро-Северо-Памирская. ПИ - Прибалхашско-Илийский вулканогенный пояс; ЧК - Чаткало-Кураминский вулканогенный ареал.

граниты, сочетающиеся с гранодиоритами и нормальными двуполевошпатовыми гранитами. В целом породы данного формационного типа относятся к категории типично известковощелочных образований нормального уровня щелочности. Содержание кремнезема в меланограниях находится в пределах 69-71 % при суммарной щелочности около 7-8 % и близком к единице соотношении K_2O/Na_2O . Повышенная меланократовость и известковистость гранитов находят свое отражение в более высоком, чем в обычных гранитах, содержании титана, железа, магния и кальция.

Форма и размеры интрузий рассматриваемой группы весьма разнообразны, но особенно характерна удлиненная форма многих массивов; нередко их поясовое расположение, что указывает на существенную роль разрывных нарушений в локализации этих интрузий. Отмечается тяготение интрузий к выступам и неглубоко погруженным жестким блокам с древней кристаллической корой ("микроконтинентам"), где отмечается максимальная интенсивность проявления раннеорогенного плутонизма (Токрау-Котанэмельский сегмент Прибалхашско-Илийского пояса, Чаткало-Кураминский и Гиссарский блоки Средней Азии) (см. таблицу).

Химические составы пород главных фаз типовых массивов гранитоидных формаций

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Σ
1	77,32	0,17	11,76	0,80	0,19	0,04	0,14	0,41	3,72	4,47	0,05	-	-	0,33	99,40
2	75,23	0,22	13,00	1,17	0,82	0,10	0,27	0,63	4,31	4,57	0,02	0,03	-	0,24	100,61
3	74,02	0,19	13,45	0,62	1,52	0,02	0,27	0,63	3,99	4,64	-	-	-	-	99,35
4	74,41	0,17	12,55	0,65	1,45	0,05	0,28	1,03	3,74	4,98	0,04	0,03	0,14	0,66	100,18
5	73,71	0,19	12,72	0,36	1,76	0,04	0,11	1,09	3,31	5,28	0,04	0,04	0,14	0,74	99,53
6	72,91	0,26	13,94	1,08	1,08	0,06	0,41	1,12	4,13	4,35	0,11	0,01	-	0,39	99,85
7	72,84	0,33	13,49	1,25	1,10	0,09	0,10	0,30	4,36	5,15	0,03	-	-	0,54	99,58
8	64,70	0,69	16,81	2,00	2,37	0,11	0,47	1,01	5,18	5,78	0,12	-	-	0,42	99,66
9	58,28	0,69	18,71	3,27	1,11	0,06	1,56	3,05	3,28	8,58	0,12	0,02	0,13	0,11	98,97
10	61,65	0,66	16,08	1,95	3,05	0,10	2,11	3,66	3,07	6,15	0,29	0,03	0,22	1,21	100,23
11	62,89	0,56	16,46	2,76	2,58	0,11	2,28	4,11	3,79	3,37	0,22	0,02	-	1,00	100,15
12	70,38	0,32	14,42	1,54	1,84	0,06	0,85	2,41	3,55	4,06	0,12	0,01	-	0,55	100,11
13	68,32	0,40	16,21	0,80	2,63	0,10	1,14	3,70	2,75	3,22	-	-	-	-	99,27
14	67,14	0,40	15,95	1,43	2,23	0,11	1,25	3,69	2,88	3,28	0,12	-	-	1,16	99,64
15	65,32	0,59	15,22	2,06	2,55	0,08	1,93	3,51	3,44	4,10	0,22	0,01	-	0,93	99,96
16	60,12	0,52	17,30	3,23	3,10	0,15	2,10	5,79	3,01	3,11	0,21	-	-	1,09	99,73

Примечание. 1-3 - аляскиты и аляскитовые граниты аляскит-лейкогранитовой формации; 4-6 - лейкограниты и существенно калишпатовые граниты лейкогранит-гранитовой формации; 7-9 - щелочные граниты (7), нордмаркиты (8) и щелочные сиениты (9) нордмаркит-щелочногранитовой и щелочносиенитовой формаций; 10, 11 - граносиениты (10) и кварцевые монцодиориты (11) кварц-монзонит-граносиенитовой формации; 12, 13 - гранодиориты (13) и меланократовые граниты (12) гранодиорит-гранитовой формации; 14-16 - монцогранодиориты (14, 15) и кварцевые монцодиориты (16) монцогранодиоритовой формации. Тире - не определялось.

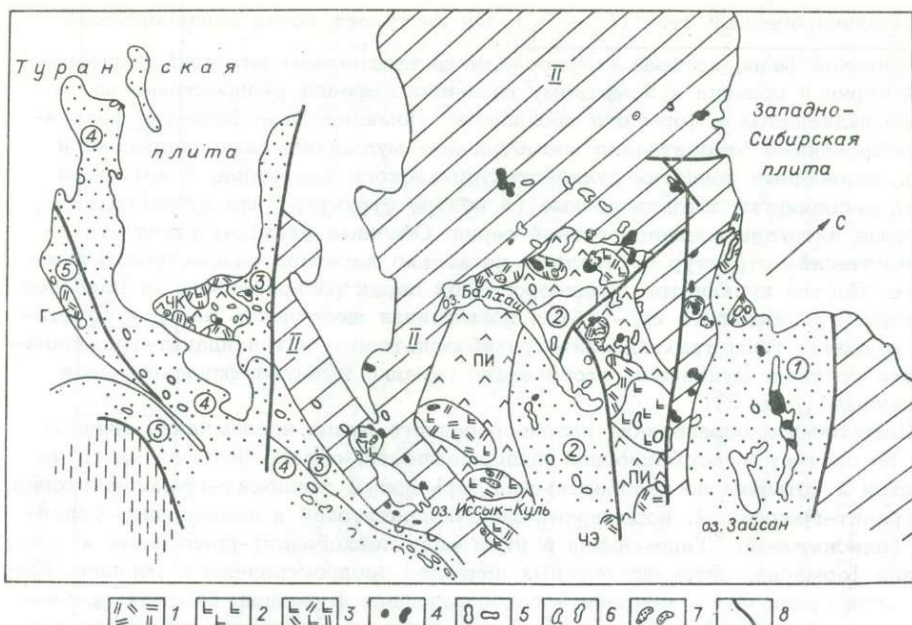
Позднеорогенный этап ($P_2 - T_1$). Он наступает после раннепермской

тектонической фазы, которая сопровождалась внедрением интрузий раннеорогенной серии и привела к заметному изменению ареала распространения наземного вулканизма и форм его проявления. Доминирующее развитие получают изолированные относительно изометричные мульдообразные депрессии и реже куполовидные поднятия вулканотектонического характера, с которыми нередко ассоциируют штокоподобные (в центре структур) или дугообразные трещинные интрузии позднеорогенной серии. Обычные размеры таких вулканотектонических структур составляют несколько десятков километров в поперечнике. Состав вулканитов позднеорогенной серии разнообразен, но наиболее характерные особенности ее — общая повышенная щелочность пород и сочетание в разрезах толщ трахиандезит-трахибазальтового и трахидацит-трахилипаритового состава. Вулканизм этого этапа нередко именуют финальным или тафрогенным (рис. 2).

Интрузивные образования позднеорогенного этапа чрезвычайно разнообразны по составу и формационной принадлежности, однако большая часть их относится к четырем последовательным формациям: монцитит-граносиенитовой, лейкогранит-гранитовой, нордмаркит-щелочногранитовой и лейкогранит-гранитовой (аляскитовой). Типоморфны в этом ряду лейкогранит-гранитовая и аляскитовая формации, интрузии которых наиболее распространены в регионе. Самая ранняя среди них — монцитит-граносиенитовая формация. Общими признаками интрузий этого формационного типа служат относительно небольшие размеры и явно секущая дайко- и штокообразная форма тел; четкий контроль разрывными нарушениями; тесная пространственная связь с позднеорогенными субщелочными вулканогенными образованиями; сложное многофазное и нередко зональное строение; подчеркнута малоглубинный (гипабиссальный) характер интрузий, запечатленный в особенностях состава, структуры и внешнего облика пород; субщелочной и щелочной уклон большинства пород, преобладают среди которых разнообразные монцититоиды (сиенитодiorиты) и граносиениты.

В составе гранитовой (точнее, лейкогранит-гранитовой) формации (S — гранитов) преобладают средне-крупнозернистые, зачастую порфировидные двуполовшпатовые, но чаще существенно щелочнополевощпатовые (калишпатовые) биотитовые граниты, нередко весьма лейкократовые. Интрузии этого типа широко распространены, встречаются в тектонических структурах разного типа — жестких массивах, терригенно-флишевых подвижных зонах, структурах активизации. Преобладают довольно крупные массивы площадью в десятки и сотни квадратных километров, которым свойственны овальная или относительно изометричная форма и локализация (совместно с аляскитовыми интрузиями) в виде протяженных линейных или дугообразных поясов, развивающихся на границе разнородных тектонических блоков земной коры.

Интрузии нордмаркит-щелочногранитовой формации (A-граниты) в наибольшей степени свойственны активизированному в перми — раннем триасе структурам каледонской стабилизации Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, а также примыкающим к ней краевым частям варисцидских Зайсанской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем. В строении массивов этого формационного типа участвуют породы двух главных интрузивных фаз и нескольких генераций дополнительных интрузий. Типоморфными являются породы главных интрузивных фаз и в особенности наиболее ранней из них, представленные крупнозернистыми щелочными лейкократовыми кварцевыми сиенитами (нордмаркитами). Вторая главная интрузивная фаза, нередко количественно преобладающая, образована среднезернистыми щелочными гранитами и аляскитами. Породы дополнительных фаз, как правило, менее щелочные и представлены



Р и с. 2. Схема размещения позднеорогенных (P₂ - T₁) гранитоидных интрузий на территории Казахстана и Средней Азии.

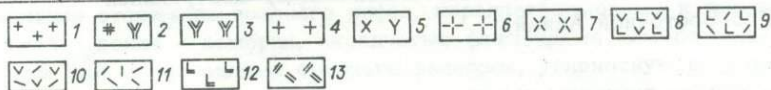
1, 2 - трахидацит-трахилипаритовая (1) и базальт-трахибазальтовая (2) формации; 3 - контрастная трахилипарит-трахибазальтовая ассоциация; 4-7 - гранитоидные массивы формаций: 4 - лейкогранит-аляскитовой, 5 - нордмаркит-щелочногранитовой и щелочносиенитовой, 6 - лейкогранит-гранитовой, 7 - кварц-монцит-граносиенитовой; 8 - главные разломы. Вулканогенные пояса и ареалы: ПИ - Прибалхашско-Илийский пояс, ЧК - Чаткало-Кураминский ареал, Г - Гиссарский ареал, ЧЭ - Чулакско-Эбинорский ареал. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

различными структурными модификациями субщелочных гранитов, в которых наряду со щелочным калий-натриевым полевым шпатом присутствует кислый плагиоклаз.

Латеральным эквивалентом нордмаркит-щелочногранитовой формации, возможно, выступают интрузии щелочносиенитовой формации Северного Тяньшаня, в составе которых преобладают очень своеобразные грубо- и гигантозернистые щелочные сиениты, с ними ассоциируют более редкие нефелиновые сиениты. Интрузии щелочных гранитоидов принято относить к А-типу.

Аляскитовая или, правильнее, лейкогранит-аляскитовая формация (А-граниты) объединяет обширную группу наиболее молодых интрузий ультракислых эвтектоидных гранитов, повсеместно завершающих в Казахстане и Средней Азии вариссийский тектономагматический цикл. Они прорывают все позднепалеозойско-раннетриасовые вулканогенные отложения и интрузивные образования всех перечисленных формационных типов. Общими особенностями интрузий данного формационного типа являются выдержанный, близкий к эвтектике аляскит-лейкогранитовый состав и простое (моногоенное), хотя и многофазное, строение, подчиненное схеме главная фаза - одна-две фазы дополнительных интрузий - жильная фаза. В Казахстане чаще всего наблюдаются два морфологи-

Этапы магматизма	Каледонские складчатые комплексы		Варисцийские складчатые комплексы					Вулканогенные пояса и ореалы		Тектонический этап	
	Чингиз-Тарбагатайский	Конклав-Северотяньшаньский	Зайсанский	Джунгаро-Балхашский	Среднетянь-шаньский	Южнотянь-шаньский	Гиссаро-Северопамирский	Прибалхашско-Илийский	Чаткало-Куряминский		
P ₂ -T ₁											Позднеорогенный ("магфогенный")
C ₂ -P ₁ (C ₂ -C ₃)											Раннеорогенный ("субсквентный")



Р и с. 3. Схема корреляции позднепалеозойско-раннетриасовых магматических образований Казахстана и Средней Азии.

1-7 - гранитоидные формации: 1 - лейкогранит-аляскитовая, 2 - норд-маркит-щелочногранитовая, 3 - щелочносиенитовая, 4 - лейкогранит-гранитовая, 5 - кварц-монзонит-граносиенитовая, 6 - гранодиорит-гранитовая (меланогранитовая), 7 - монцогранодиоритовая; 8-13 - проявления вулканизма: 8 - андезитобазальтовые, 9 - базальт-липаритовые, 10 - андезитилипаритовые, 11 - дацитилипаритовые, 12 - трахибазальт-трахилипаритовые, 13 - трахидацит-трахилипаритовые.

ческих типа аляскитовых интрузий: лополиты в мульдах и факолиты или штоки (?) в антиклинальных куполах и выступах. Лополитам иногда свойственна своеобразная расслоенность ("стратификация") во внутренней структуре (Актайяуский массив).

В целом интрузиям позднеорогенного этапа свойственны еще более широкое ареальное развитие и отчетливая структурность поведения. Они с равным успехом возникают как в структурах каледонской стабилизации, подвергшихся процессам тектономагматической активизации, так и в варисцийских складчатых системах, включая их внутренние и внешние зоны, а также в краевых вулканогенных поясах и ареалах. Такое относительно равномерное,

независимое от поверхностной тектонической структуры распределение позднеорогенных интрузий находится в полном соответствии с ростом консолидированности и континентализации коры, сопровождаемой увеличением ее мощности, однородности, подготовленности к повторному гранитообразованию (палингенезу). Как показал А.Н. Леонтьев, особенности пространственного размещения этих интрузий свидетельствуют о том, что они своими "энергетическими корнями" уходят в верхнюю мантию.

Последовательность формирования позднепалеозойско-раннетриасовых магматических формаций в разнотипных тектонических структурах Казахстана и Средней Азии схематически изображена на рис. 3. Одинаковое или сходное строение временных рядов магматических формаций в этих структурах служит основанием для их сопоставления и синхронизации. Правомерность приведенной корреляции подтверждает близость цифр радиологического возраста, полученных К - Ar методом (по биотитам и амфиболу) для пород ранне- и позднеорогенной интрузивных серий, которые находятся в пределах 300-320 и 260-300 млн лет соответственно. Однако точная датировка геологических рубежей проявления гранитоидного магматизма в регионе затруднена из-за несогласованности радиологических и биостратиграфических значений возраста, получаемых для однотипных образований.

А.Н. Леонтьев

ПЕРМОТРИАСОВЫЕ ПЛУТОНИТЫ И ВУЛКАНИТЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

(к проблеме геодинамических связей между Центральной
и Юго-Восточной Азией)

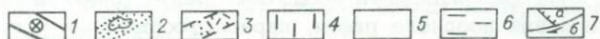
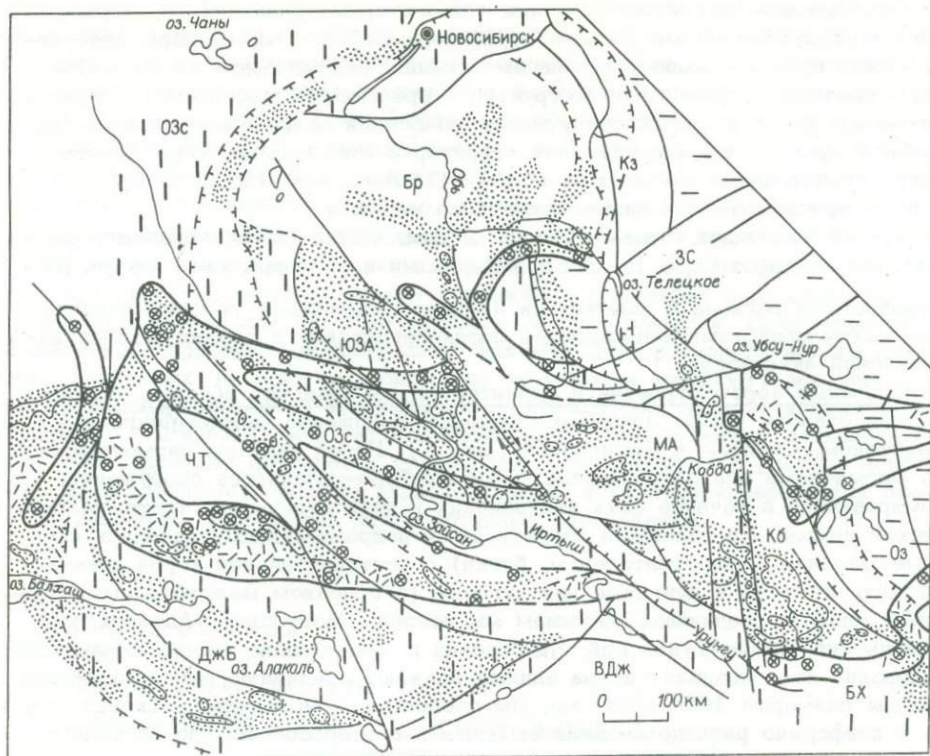
Основываясь на известных данных по позднепалеозойско-раннемезозойской геологии Евразии /Тектоника Евразии, 1966; Боголепов, 1967; Моссаковский, 1975; Славин, Хаин, 1980; Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981; Мезозойская тектоника, 1983; Соловьев, 1987; Эволюция магматизма. . . , 1986; Geotectonic evolution, 1987; Добрецов, 1987; Тектоника и эволюция. . . , 1988; и др./, необходимо обратить внимание на две противоположно направленные линии ее развития: завершающий дейтеророгенный магматизм, консолидацию евроазиатских (в особенности центрально-азиатских) герцинид; предвещающее киммерийско-альпийский мегацикл начало индосинийских (иначе раннекиммерийских) деструктивных движений в ряду старых и новых подвижных поясов и областей. Согласно некоторым позднейшим наблюдениям /Михалева, 1987; Оболенская, 1985; Поляков и др., 1987; Ермолов и др., 1988; Тектоника и эволюция. . . , 1988/, события того и другого плана происходили в Алтае-Саянской области и Казахстане, сменяя, а местами перекрывая друг друга по времени и по месту. Поэтому представляется интересным попытаться рассмотреть под этим углом зрения особенности магматических возрастных рядов в этих областях, и в том числе в Западной Монголии, где получены новые материалы. При этом необходима межобластная корреляция плутонических и вулканических ассоциаций и разделение их на группы, состав которых коррелируется с различным структурным положением этих групп.

Основываясь на систематических и характерных различиях пространственной группировки магматических серий нормальной и повышенной щелочности, можно прийти к выводу о мощном влиянии, оказываемом на магматическую эволюцию двумя типами структур — срединными массивами с древней сиалической корой и трансструктурными линейными приразломными поясами. Подобные связи, установленные для территории Центральной Азии /Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981; Леонтьев, 1982, 1987/, могут быть прослежены и в юго-восточной ее части.

Задачи настоящей статьи состоят в том, чтобы охарактеризовать ряды пермотриасовых (от $C_3 - P_1$ до T_1) формаций и их корреляцию внутри рассматриваемого региона и попытаться наметить возможные геодинамические связи между областями завершающей позднегерцинской и зарождающейся индосинийской активности.

Основные черты строения и развития Алтае-Саянской области. Алтае-Саянская область (АСО) занимает срединное положение между Монголией и Казахстаном, Сибирью и Джунгарией (рис. 1). Перед началом пермотриасового магматизма она представляла собой глыбово-складчатое сооружение, сформированное в течение двух каледонских и двух герцинских тектономагматических циклов. Ее главными структурными подразделениями являлись срединные массивы (микроконтиненты, блоки) с континентальной корой докембрийского возраста и линейные или дуговые (в основном междублочные) подвижные зоны. К срединным массивам мы относим Монгольско-Алтайский, Барнаульский, Саяно-Тувинский, Чингизский и Балхашский; из них первые два образовали не позднее силура единый сложный срединный массив Большого Алтая размером 1000x600 км. Им свойственны мозаичная блоковая структура с конформно расположенными выступами протерозойского кристаллического фундамента и субгоризонтальный осадочный чехол, включающий параплатформенные отложения позднего рифея, параплатформенные и геосинклинальные отложения венда — кембрия, складчатые флишвидные кембро-ордовика, карбонатные или моласоидные среднего палеозоя, угленосную и вулканогенную моласу верхнего палеозоя. Крылья срединных массивов ступенчато погружаются в сторону подвижных зон и осложнены чешуйчатыми надвигами, границы их впоследствии приобрели характер сутур или взрососдвигов. Учитывая регулярное распространение подобных структур и обычно изометричную форму их древних ядер, мы рассматриваем их как генетическую категорию и обозначаем как изометричные магмоактивные подвижные области (ИО) /Леонтьев, 1982/.

Озерная междублочная покровно-складчатая зона была заложена в венде на коре океанического типа и замкнулась в конце кембрия; Обь-Зайсанская и Южно-Монгольская зоны возникли на гетерогенной коре на месте морских бассейнов, существовавших с силура или ордовика до раннего карбона. Осадочные и вулканогенные комплексы всех трех зон несут следы крупных тектонических перемещений, шарьирования, аккреции, напряженной линейной складчатости; в их состав входят офиолиты, глубоководные осадки и вулканы океанических и островодужных серий /Дергунов и др., 1980/. Монголо-Забайкальская и Центрально-Монгольская линейные приразломные зоны моложе названных зон, определено энсиалические, внутриплитные, наложены на разновозрастные структуры; в составе выполняющих их комплексов преобладают наземные практически нескладчатые кислые и основные вулканы. Протяженность перечисленных зон от 1 до 3,5 тыс. км, их ширина 100–350 км. В отличие от ИО, перечисленные зоны имеют деструктивную природу, отчетливо вытянуты в плане и поэтому во всех случаях обозначаются нами как линейные пояса (ЛП).



Р и с. 1. Положение позднепалеозойских - раннемезозойских магматических серий в структуре Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской областей.

1 - распространение орогенных впадин вокруг сводовых поднятий $PZ_3 - MZ_1$ (а - моласса, б - кислые вулканиты $C_3 - P_1$); 2 - распространение гранодиорит-гранит-лейкогранитовых калиевых серий нормальной щелочности и отдельные плутоны ($C_3 - P_1$); 3 - распространение трахибазальт-трахипаритовых и габбросиенит-гранитовых калий-натриевых серий повышенной щелочности и отдельные плутоны ($C_3 - T_1$); 4-6 - геосинклинальные складчатые комплексы: 4 - салаирские, 5 - каледонские, 6 - герцинские; 7 - главные разрывы (а - надвиги, б - сдвиги). Структурные зоны: блоки: МА - Монгольско-Алтайский, Бр - Барнаульский, ЗС - Западно-Саянский, ВДж - Восточно-Джунгарский, ЧТ - Чингиз-Тарбагатайский (Чингизский); зоны: Кз - Кузнецкая, ВА - Восточно-Алтайская, Кб - Кобдинская, Оз - Озерная, БХ - Барунхурайская, ЮЗА - Юго-Западно-Алтайская, ОЗс - Обь-Зайсанская, ДжБ - Джунгаро-Балхашская.

Формирование современной структуры АСО в основном было завершено в $C_1 - T_1$, т.е. на этапе орогенного развития, когда наиболее широко и многообразно за весь палеозой проявился кислый магматизм. Возможно, что раннекаменноугольная складчатость и гранитообразование происходили в условиях вихреобразного разворота системы блоков АСО и Восточного Казахстана про-

тив часовой стрелки одновременно с общим поднятием и надвиганием восточных блоков на западные /Леонтьев, 1982/. В среднем - позднем карбоне и ранней перми в условиях единого континента возобновились движения примерс того же плана, продолжали расти своды, вновь усилилось орогенное гранитообразование. В перми - триасе активизировались явления деструкции и образование впадин; раньше этот процесс начался в междулучных зонах (P_1 и даже местами C_{2-3}), позже - во внутренних частях срединных массивов (P_2-T_1).

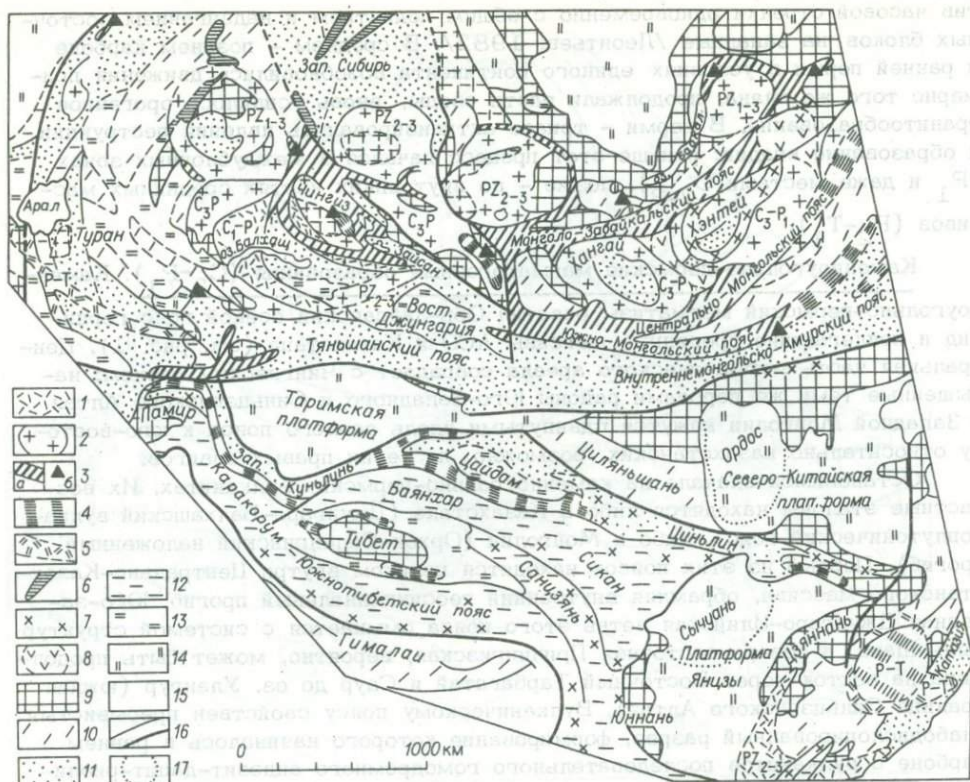
Каменноугольно-пермские магматогенные образования (C_3-P_1). Каменноугольно-пермский магматизм охватил Обь-Зайсанский осевой пояс герцинид и прилегающие срединные массивы АСО и Казахстана (см. рис. 1). Центральная часть магматического ареала совпадает с Чингизским блоком; насыщенные теми же породами районы Юго-Западного и Сивньцзянского Алтая и Западной Монголии кажутся сдвинутыми вдоль осевого пояса к юго-востоку относительно казахстанских, возможно, по серии правых сдвигов.

Остановимся вначале на каменноугольно-пермских вулканитах. Их возрастные эталоны находятся либо в Казахстане (Джунгаро-Балхашский вулканоплутонический пояс), либо в Монголии (Орхон-Селенгинский наложенный прогиб). Первый из этих поясов находится целиком внутри Центрально-Казахстанского массива, обрамляя внутренний геосинклинальный прогиб. Юго-западная Джунгаро-Илийская ветвь этого пояса смыкается с системой структур Тянь-Шаня, а северо-восточная Причингизская, вероятно, может быть продолжена на восток через Восточный Тарбагатай и Саур до оз. Уленгур (южная граница Сивньцзянского Алтая). Вулканическому поясу свойствен прерывистый слабодислоцированный разрез, формирование которого начиналось в раннем карбоне с вулканитов последовательного гомодромного андезит-дацит-риолитового ряда, а заканчивалось в поздней перми контрастной антидромной базальт-риолит-трахириолитовой ассоциацией, в составе которой имеются комендиты /Магматические комплексы. . . , 1983/.

Разные исследователи отмечают эволюцию от непрерывных серий к контрастным, преобладание кислых пород над основными, повышенное содержание щелочей в определенной части базальтов и андезитов при щелочноземельном уклоне в составе риолитов и дацитов.

Вдоль южных границ Алтая в Зайсанской зоне позднепалеозойские вулканиды описаны в составе тастауской вулканоплутонической серии, которая включает ранние (C_{2-3}) субщелочные андезитоиды с подчиненным количеством трахитов и диабазовых порфиритов и поздние (C_3-P_1) субщелочные калий-натриевые липаритодациты, их туфы и многочисленные субвулканические тела /Орогенный магматизм. . . , 1983/. Восточнее, в Сауре и в пограничной зоне между Восточной Джунгарией и Монгольским Алтаем, известны выходы салбуртинской серии C_2-P_1 , включающей слабо дислоцированные андезиты, базальтоиды, кислые вулканиды и их туфы.

В каледонидах Монгольского Алтая позднепалеозойские вулканические образования уцелели от эрозии в немногих местах. К ним относятся: низкощелочные калий-натриевые липариты и их туфы и туфоконгломераты в основании угленосной молассы C_{2-3} (Цаган-Шибетинская краевая зона) и нормальные или субщелочные существенно калиевые липаритодациты, переслаивающиеся с трахилипаритами, их туфами и прорванные многими дайками гранит-порфиром, комендитов и диабазов близширотного простирания (Тонхил, Кобдинская краевая зона).



Р и с. 2. Положение позднепалеозойских-раннемезозойских магматических серий в структуре Центральной и Юго-Восточной Азии.

1, 2 - позднегерцинский этап: 1 - краевые вулканоплутонические пояса: известково-щелочные и существенно кремнекислые наземные вулканы и габброгранодиорит-гранитовые калий-натриевые серии (C_3-P_1 и более древние), 2 - распространение гранодиорит-гранит-лейкогранитовых калиевых серий (C_3-P_1 и более древних), избирательно сопряженных с каледонско-герцинскими срединными массивами; 3-5 - переходный этап: 3 - автономные рифтогенно-орогенные плутонические и вулканоплутонические пояса: грахибазальт-грахириолитовые и габбросиенит-щелочногранитовые натрий-калиевые серии повышенной щелочности Р-Т (а), щелочные базиты, щелочные и нефелиновые сиениты T_1 (?) (б), 4 - распространение граносиенит-гранит-аляскитовых калиевых серий нормальной и повышенной щелочности ($P_2?$), 5 - вулканоплутонические пояса: риолиты, гранит-порфиры, граниты первого типа (Р-Т); 6-8 - раннекиммерийский (индосинийский) этап: 6 - рифтогенные пояса: толеитовые и оливковые щелочные базальты (T_1), 7 - распространение габбро-тоналит-плагιοгранитовых и кварц-диорит-гранодиорит-плагιοгранитовых серий (T_{2-3}), 8 - распространение андезитоидного вулканизма на сводовых поднятиях (Т); 9-17 - элементы тектонической структуры: 9 - установленный (а) или предполагаемый (б) докембрийский кристаллический фундамент, 10-13 - геосинклинальные складчатые комплексы: 10 - салаирские и каледонские, 11 - герцинские, 12 - индосинийские, 13 - альпийские; 14 - парагеосинклинальные и параплатформенные комплексы Р-Т, 15 - платформенные, в

том числе трапповые, комплексы Р-Т, 16 - главные разрывы и границы поясов и массивов, 17 - предполагаемые границы блоков докембрийского фундамента.

К востоку от АСО известны три вулканоплутонических пояса: Южно- и Центрально-Монгольские и Монголо-Забайкальский /Коваленко и др., 1983/. В Южно-Монгольском поясе развиты главным образом основные и средние эффузивы S_{2-3} . По данным С.П. Гавриловой и др. (см. /Континентальный вулканизм. . . , 1983/), вдоль южной границы каледонид Гобийского Алтая получила распространение также раннепермская ассоциация оливиновых базальтов, трахириолитов и комендитов. В северохангайской части Монгольско-Забайкальского пояса, по А.Т. Матренишкому и др. (см. /Континентальный вулканизм. . . , 1983/), вулканическая деятельность начинается в S_3 с образования трахибазальт-трахиандезитов; позднее и далее к востоку формируются главным образом трахириолиты P_1 . Контрастный и субщелочной состав вулканизма свойствен в это время также и Центрально-Монгольскому поясу.

На рассматриваемом этапе формировались два типа плутонических ассоциаций. Для первого из них уже в течение полувека эталонной считается ассоциация биотитовых мезогранитов (гранодиоритов), двуслюдяных гранитов и лейкогранитов Калбы (Юго-Западный Алтай) /Лопатников и др., 1982; Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981/. Эти породы, образующие гомодромный возрастной ряд формаций с последовательным уменьшением объема каждой последующей формации, составляют компактную интрузивную цепочку длиной около 400 км, и поэтому рассматриваются как единая монастырско-калбинская (алтайско-калбинская) плутоническая серия. Ее возрастной интервал S_3-P_1 , т.е. 290-270 млн лет *. Характерен умеренно кислый низкокальциевый существенно калиевый состав гранитов, которые обладают нормальной щелочностью, пересыщены глиноземом, содержат ильменит, циркон, сфен, монацит, флюорит, апатит; кроме того, в ранних мезогранитовых фазах много граната, спорадически встречается магнетит. По этим признакам граниты близки к S-типу, хотя имеются причины оспаривать их палингенное происхождение. Отличительные черты двуслюдяных гранитов - дискордантная изометричная форма плутонов, весьма однородный состав, устойчивое отношение микроклина к кислому плагиоклазу как 3:2, низкотитанистый, высокожелезистый и высокофтористый биотит /Лопатников и др., 1982/. Для гранитов характерны также среднезернистая порфировидная структура пород, накопление редких щелочей в слюдах, боровая редкометалльная геохимическая специализация, высокоокисленный состав флюидной составляющей /Летников и др., 1981/. Завершали серию обширные дайковые поля редкометалльных пегматитов или гидротермалитов с оловянно-вольфрамовым оруденением. Схожие образования известны в противоположной казахстанскому борту герцинской покровно-складчатой зоне (Чингизский блок). В каледонидах Большого Алтая аналогами данной ассоциации могут считаться несколько десятков крупных и мелких плутонов в Горном Алтае, а также в истоках рек Кара-Иртыш, Урунгу, Кобдо (Монгольский Алтай, наши данные). Образованная ими на территории Синьцзяна мощная цепь продолжает калбинскую цепочку; согласно с ними протягивается 1000-километровый Прииртышский редкометалльно-пегматитовый

* Здесь и далее K-Ar датировки в основном по слюдам и полевым шпатам.

дайковый пояс, косо пересекающий границу зон каледонской и герцинской складчатости.

Достоверный каменноугольно-пермский возраст признан также за ассоциациями базитов, щелочных и субщелочных пород, залегающих среди герцинид Зайсанской зоны и каледонид Чингизского блока /Ермолов и др., 1977; Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981/. В Зайсанской зоне в интервале конец карбона – начало ранней перми (302–284 млн лет) П.В. Ермолов описал следующий возрастной ряд пород: щелочные базальты, андезиты, дациты и прорывающие их пикритойды и габброиды с повышенным содержанием щелочей, сиенитодиориты; андезиты, дациты и прорывающие их главные по объему граносиениты, гранодиориты, граниты.

Позже их, но раньше калдырминско-акчатауской гранит-лейкогранитовой ассоциации в Жарминской зоне Чингиза на рубеже ранней и поздней перми формировалась кандыгатай-тлеумбетская ассоциация щелочных гранит-порфиров, биотит-гастингситовых сиенитов, граносиенитов, аляскитов и гранофилов (277–260 млн лет). Ею заканчивается рассматриваемый этап.

На южно-монгольском продолжении герцинского покровно-складчатого пояса к югу от Монгольского Алтая и к востоку от Восточной Джунгарии (Барунхурайская зона, см. рис. 1) устанавливается следующий двухритмовый возрастной ряд пород: пикритойдные и эссекситовые габбро, сиенитодиориты, а также главные по значению граносиениты и граниты; монцитониты, щелочные кварцевые сиениты (наиболее крупные тела), лейкограносиениты и щелочные граниты; монцитонитовые, сиенит-порфировые и риолит-порфировые дайки предположительно ранне-позднепермского возраста. Аналогичные образования известны и за пределами герцинского пояса, у границы Монгольского Алтая и Озерной зоны (халдзанский комплекс), однако время их формирования здесь требует уточнения. По крайней мере представляется очевидной принадлежность всех названных ассоциаций к системе широтных вулканоплутонических поясов Монголии и Казахстана, прерываемых посередине структурами Монгольского Алтая и Восточной Джунгарии (рис. 2). Во внутренних районах АСО, т.е. на Монгольском Алтае, в Западном Саяне и в Западной Туве, существование полного ряда указанных ассоциаций не установлено. Имеются лишь огибающие Саяно-Тувинский блок и центральную часть Алтая редкие цепочки небольших интрузивов щелочных лейкогранитов, граносиенитов и сиенитов с криолитом, флюоритом и минералами тантала и ниобия неопределенного (от позднего палеозоя до мезозоя) возраста.

В отличие от алтайско-калбинской нормальнощелочной плутонической серии, чингиз-зайсанская (в том числе тастауская) и барунхурайская серии являются вулканоплутоническими, многоритмовыми, смешанными (бимодальными), повышеннощелочными. По данным П.В. Ермолова и соавторов /1977/, их начальные базиты, несмотря на повышенное содержание глинозема, обогащены щелочами, железом, титаном и фосфором. Среди них различаются щелочные базальты, габбродиабазы и плагиоклазовые перидотиты, оливиновые нориты, пегматоидные эссекситы. Последующие граносиениты, гранодиориты и граниты переходят в субвулканическую фацию и отличаются своеобразным двушироксен-амфибол-биотитовым парагенезисом, содержат магнетит, гранат, циркон, апатит, а также иоцит, муассанит, самородные металлы. Поздние комендиты, щелочные граниты и аляскиты – калий-натриевые, содержат рибекит, эгирин, астрофиллит, криолит, флюорит, эльпидит, циркон, гагаринит и пр. Сюда представлена умереннофтористым литиевым аннитом. Породы обогащены широким спектром редких и редкоземельных элементов.

Как было показано ранее /Палеозойский гранитоидный магматизм. . . ,

Р и с. 3. Сопоставление радиологического возраста постконсолидационных гранитоидов Алтая и Обь-Зайсанского пояса.

1 - гистограммы изотопного датирования по К-Аг методу (справа серии нормальной, слева - повышенной щелочности); 2, 3 - данные по Синьцзянскому Алтаю /Yin Hezhong, 1985/ (2) и по Средней Азии, из разных источников (3); 4 - остальные максимумы.

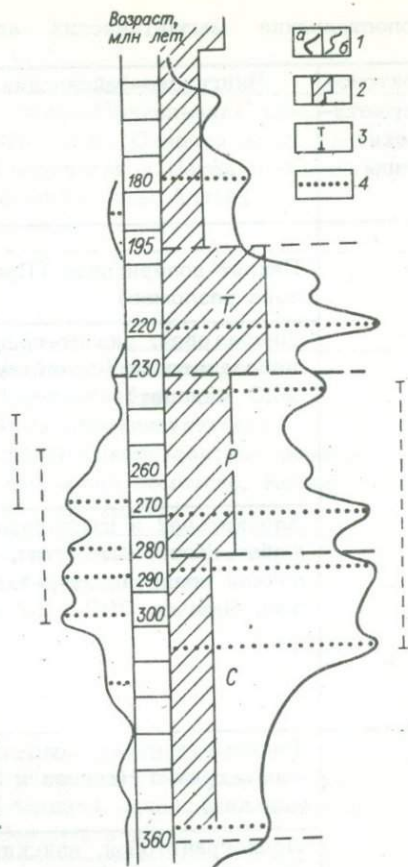
1981/, практически одновозрастные по изотопным данным формации нормальной и повышенной щелочности занимают отдельные ареалы (рис. 3). Непосредственные интрузивные отношения между теми и другими можно наблюдать лишь в немногих районах Жарминской и Кобдинской зон, где они пространственно совмещаются и входят в состав одних и тех же полихронных шутонов.

Предлагаемая корреляционная схема (см. таблицу) представляет собой попытку сопоставить вертикальные и латеральные ряды магматических формаций АСО и Восточного Казахстана. В ней представлены некоторые хорошо коррелируемые серии и те, для которых прямая корреляция затруднена. К числу "сквозных" или, во всяком случае, имеющих большое значение для межобластных корреляций относятся начальные для рассматриваемого этапа базитовые и специфичные по их видовому составу щелочные ассоциации. И те и другие главным образом проявлены с теми или иными вариациями в протяженных линейных или дуговых складчатых и приразломных зонах Зайсанской, Джунгаро-Балхашской, Южно-Тяньшанской, Озерной. В частности, ассоциации пикритов и долеритов $C_3 - P_1$.

(314-280 млн лет) отмечаются в Южном Тяньшане, а также к востоку от Монгольского Алтая /Лутков, 1983; Поляков и др., 1987/. Достаточно надежно подтвержден раннепермский возраст раннего (керегетас-эспинского, ханбогдинского) комплекса щелочных гранит-порфиров и гранитов в чингиз-зайсанском и южно-монгольском ареалах /Дуранте и др., 1976; Ермолов и др., 1988; Негрей, Леонтьев, 1980/. Вместе с тем не все учитывают существование еще по меньшей мере двух поколений щелочных гранитов пермотриасового возраста.

Пермотриасовые магматогенные образования ($P_2 - T_1$). Состав пермотриасовых магматитов, как и предшествовавших им, различается в зависимости от их структурного положения. Из характеризующих далее двух магматических ассоциаций срединных массивов более ранняя представлена гранитоидами, более поздняя - преимущественно базитами и щелочными породами.

Во внутренних районах Горного Алтая известны несколько небольших ин-



Тектоно-магматические этапы	Чингизско-Зайсанский и Предчингизский ареалы
	<p>Пикрит-долеритовая (Предчингизье, Центрально-Казахстанская зона разломов)</p> <p>Диабазовая; риолит-гранитовая, трахит-граносиенитовая щелочнобазальтовая (семейтауская серия - Зайсанская зона; 250-220 млн лет)</p> <p>Аляскитовая и щелочноаляскитовая (Биесимас, Кандыгатай, Тлеумбет, Кент, Кызылтас, Кызылрай; 257-246 млн лет) и субщелочная граносиенит-лейкогранитовая (Каракольтас, Ийсор, Кызылтас, Чингиз; 297-223 млн лет)</p>
P ₂ - T ₁	<p>Редкометалльная щелочногранитовая (Эспе, Керегетас, Тлеумбет, вдоль границ Чингиза и Зайсанской зоны; 288-228; 286-238 млн лет)</p> <p>Лейкогранитовая, аляскит-гранитовая (Акжайляу, Окпекты, Аркат, Тлеумбет, Баянаул, Каркаралы; 308-236 млн лет)</p> <p>Субщелочная габбросиенит-граносиенит-гранитовая (Тлеумбет, Кандыгатай; 338-225; 277-260 млн лет)</p> <p>Щелочно-гранит-порфировая (Кандыгатай, Болектас, Ийсор; 297-278 млн лет)</p> <p>Гранит-адамеллитовая (Акжайляу, Каракольтас; 303-296; 316-292 млн лет)</p> <p>Гранодиорит - граносиенит - гранитовая (Акжайляу)</p> <p>Пикритодолеритовая</p> <p>Габброэссекситовая</p>
	<p>С₃ - P₁</p>

Алтайский ареал	Западно-Монгольский ареал (Барунхурайская, Озерная зоны, частично Кобдинская и Цаган-Шибетинская краевые зоны Алтая)
Пикрит-долеритовая (Томь-Колыванская зона)	
Оливин-базальтовая (курайский комплекс, Горный Алтай; 237-233 млн лет)	Щелочносиенитовая Нефелинсиенитовая Шонкинит-тингуанитовая Гранит-граносиенит-порфировая (кобдоский комплекс, Кобдинская и Озерная зоны)
Лейкограносиенит-аляскитовая (ленингорский комплекс, Рудный Алтай; 261-224 млн лет) и субщелочная сиенит-лейкогранит-аляскитовая (Баяннур, Баянулан, Умну-Гоби, Кызылтас, Намирин-гол; Кобдинская зона; 277-183 млн лет)	Сиенит-граносиенитовая Габбродиабазовая
Редкометалльная пегматит-лейкогранитовая (Калба - Нарым, Монгольский Алтай; 289-216 млн лет)	Редкометалльная щелочногранитовая (Халдзан, граница Кобдинской и Озерной зон)
Гранит-лейкогранитовая (монастырско-алтайский комплекс; 294-220 млн лет)	
Гранитовая (Дунгалы, Братское, Калба; Чингиль, Улясутай, Монгольский Алтай; 290-198; 335-246 млн лет)	Субщелочная габбромонцит-граносиенитовая (Халдзан, Улан-Унэт, Шибэйингол, Озерная и Кобдинская зоны)
Гранодиорит-адамеллит-гранитовая (калбинский комплекс; 290-254 млн лет)	
Гранодиорит-граносиенит-гранитовая (Коконь, Дельбегетей, Тас-тау)	Гранодиорит-граносиенит-гранитовая (Нижний Курчум)
	Пикритодолеритовая
	Габброэссекситовая

трузивов крупнозернистых лейкогранитов и аляскитов, которые интродуцируют раннепермские двуслюдяные граниты и их дайки (Колывань, Тигирек). Более точные данные об их возрасте отсутствуют. Имеется группа щелочных гранитов с возрастом 268–155 млн лет /Нечаева, 1976/. Комплекс диабазовых малых интрузий и трубок взрыва тех же районов имеет калий-аргоновый возраст 233–237 млн лет, его породы содержатся в гальке базальных конгломератов нижней юры /Оболенская, 1985/. Предполагается, что им близки по возрасту пикритодолериты в северном и субплатформенные базальтоиды в северо-восточном обрамлении Барнаульского блока. Щелочные базиты формировались здесь только в юре и мелу /Михалева, 1987; Оболенская, 1985/.

В Кобдинской краевой зоне Монгольско-Алтайского блока (см. рис. 1) в результате пересмотра объемов и возрастных рядов ранее известных среднепалеозойских комплексов в последние годы выделена проблематичная баяннурская ассоциация крупнозернистых субщелочных гранитов и аляскитов с предполагаемым позднепермским возрастом. По нашим наблюдениям, они прорывают практически нескладчатые калиевые риолиты и молассоиды, щелочные габбро, субщелочный сиениты и среднезернистые порфировидные биотитовые граниты C_3-P_1 (?). Имеющие большой (до 362 млн лет) разброс цифры калий-аргонового

возраста в простых небольших интрузивах дают устойчиво молодые значения (183–238 и 277 млн лет). Фаза I представлена субщелочными амфибол-биотитовыми гранитами с содержанием кремнезема 74 %, реже граносиенитами и сиенитами, фаза II – аляскитами с 76 % кремнезема. Эти породы отличаются относительно высоким содержанием магнетита, повышенной железистостью цветных минералов, восстановленностью флюидной составляющей, что отчасти сближает их с I-типом.

Следующая ассоциация, выделяемая нами как кобдоский комплекс $P_2-T(?)$, с неясной верхней возрастной границей, является смешанной по составу и включает: граносиенит-порфировые и щелочнобазитовые дайки и трубки взрыва; шток нефелиновых сиенитов и кольцевую дайку щелочных сиенитов; дайку сиенитов и гранит-порфиров. Независимо в той же Кобдинской и Озерной зонах проявлены одиночные штоки щелочных гранитов трех разных типов, которые прорывают щелочные граносиениты P_1 (?) и баяннурские граниты. Один из штоков сложен редкометалльным пегматоидным эгирин-арфведсонитовым гранитом, в связи с которым находятся поздние эгириновые граниты, дайки экеритов, комендитов, сиенит- и гранит-порфиров. Наиболее молодые из известных в Монгольско-Алтайском блоке эксплозивно-дайковые образования в Калгутинском плутоне (182 млн лет) не щелочные и представляют собой серию риолит-порфировых (в том числе онгонитоподобных) даек и взрывных брекчий и кварцевогрейзеновых рудных жил с молибден-вольфрамовым оруденением.

В Рудно-Алтайской зоне на рассматриваемом этапе были сформированы лейкограносиениты и аляскиты ленингорского комплекса (261–224 млн лет /Осипов, 1962/). Предположительно (по аналогии с баяннурскими гранитами) сюда можно отнести грубозернистые субщелочные и пегматоидные граниты Братского и Миролюбовского интрузивов в Калба-Нарымской зоне.

В Чингиз-Зайсанском ареале в число наиболее молодых позднепермских гранитов входят лейкограниты, субщелочные граниты и аляскиты, относимые частично к каракольскому, кандыгатайскому или тлеумбетскому комплексам. Все это существенно калиевые ультракислые породы, обогащенные восстановленными флюидами, соответственно магнезиальнобиотитовые, гастингсит-биотитовые и гололейкократовые моношатовые, содержащие магнетит-сфен-редкоземельную или магнетит-ортит-флюоритовую ассоциацию аксессуарных мине-

ралов. В Каракольтасском и Ийсорском интрузивах в данной ассоциации не считается от трех до пяти фаз внедрения. Вслед за ними были внедрены щелочные граниты Ийсора и, вероятно, Эспе. В Предчингизье, по данным П.В. Ермолова и соавторов /1988/, тоже выделяется ассоциация грубозернистых порфировидных субщелочных биотит-амфиболовых гранитов и граносиенитов, до и после которых формировались щелочные граниты соответственно кукентайского и кызылтасского типов. Более ранним из них предшествовала курайтлинско-сийректауская контрастная базальт-комендитовая вулканическая серия P_{1-2} . Финальными здесь, как и в большинстве районов Чингиза и Прибалхашья, служат биотитовые аляскиты P_2 баканасского (кызылрайского, позднеакчатауского) комплекса /Ермолов и др., 1988/.

Наиболее поздние кислые магматиты рассматриваемого этапа зафиксированы в северной части Зайсанской зоны, где они входят в состав смешанной орогенно-рифтогенной семейтауской серии с доказанным флюористическими остатками раннетриасовым возрастом. Последовательно формировались: щелочные базальты, монзониты и граниты, трахиты, граносиенит-порфиры, риолиты, игнимбриты, туфы, лейкограниты и диабазовые порфиры /Ермолов и др., 1977; Изох, Майорова, 1981/. Еще далее в сторону Западно-Сибирской плиты интрузии кислого состава уже не отмечаются. На погружении алтайских и казахстанских структур в пермотриасе были образованы пикритодолериты, диабазы, габброиды, экструзивные базальты и андезиты /Игнатова, 1973; Тектоника... , 1988/.

Обращаясь вновь к корреляционной таблице, необходимо отметить переходную специфику рассматриваемого этапа, на протяжении которого сопутствующие орогенезу гранитоидные продукты последовательно вытеснялись щелочными и базальтоидными. Усиление контрастности магматических серий и их щелочности было перенесено в это время с междублочных зон на устойчивые блоки. На этом пути изменения затронули в первую очередь вулканические и дайковые комплексы, в последнюю - плутонические гранитоидные. Можно заметить также не вполне четкий и как бы скользящий в небольших пределах характер временных границ данного этапа. Другая сторона этого явления состоит в скачкообразном перемещении зон максимальной активности от дугового Зайсанско-Южно-Монгольского пояса (P_1) к широтным Причингизскому и Монголо-Забайкальскому (P_2) и далее к Западной Сибири, Зауралью и Турану (T_1). Простое объединение данного этапа с предшествовавшим орогенным C_3-P_1 представляется неправильным.

Смену стилей магматизма на переходе от палеозойского к киммерийско-альпийскому мегациклу наилучшим образом обозначает кобдоский нефелин-сиенитовый комплекс в восточной краевой зоне Монгольского Алтая. К числу его возможных аналогов в северном обрамлении герцинского Южно-Тяньшанского пояса относится ирисуйский комплекс щелочных габброидов и сиенитов Таласского Алатау /Магматические комплексы... , 1982; Эволюция... , 1986/. Он включает пироксениты, шонкиниты, сиениты; пироксен-биотитовые монзониты и сиениты; пироксен-роговообманковые сиениты. В кобдоском комплексе также имеются дайковые тела, близкие по составу к шонкиниту и тингуаиту, однако в целом он отличается более кислым составом пород, среди которых преобладают нефелиновые сиениты. Радиологический возраст ирисуйского комплекса и предшествующих ему калиевых щелочных базальтоидов 287-252 млн лет, что соответствует поздней перми. Позднепермский возраст щелочных комплексов, включающих нефелиновые или ультракалиевые щелочные сиениты, обоснован также на Урале, в Южной Монголии /Первов и

др., 1980/, на Западном Становике /Леонтьев, 1979/ и на Памиро-Алае /Волочкович и др., 1973/.

Тектономагматические циклы и магмоактивные зоны. Изложенные материалы, литературные данные и результаты проведенной корреляции указывают на то, что магматические события конца палеозоя - начала мезозоя подразделяются на три этапа или цикла. В каждом из них магматические ассоциации различаются по видовому составу пород и по их пространственному размещению. Такое членение, независимо установленное в Алтае-Саянской области, возможно, является общим для территории Центральной и Юго-Восточной Азии, что позволяет наметить ряд крупных поясов, в которых последовательно проявились эти циклы (см. рис. 2).

Первый из циклов - позднекаменноугольно-раннепермский - может быть определен как позднегерцинский дейтероорогенный. Он проявился главным образом в Урало-Монгольском поясе, где в основном и завершился палеозойский мегацикл. Характерные для него плутонические существенно калиевые гранодиорит-гранит-лейкогранитовые серии с гранитоидами S-типа локализованы преимущественно в глыбово-сводовых поднятиях древних континентальных блоков, в том числе Алтая и Казахстана, в связи с чем их ареал имеет ячеистую или ступенчатую структуру. Вероятные аналоги гранитоидов данного возрастного уровня на территории Юго-Восточной Азии в настоящее время по имеющимся литературным данным трудно отделить от более юных.

Второй цикл - позднепермский-раннетриасовый орогенно-рифтогенный - переходный к киммерийско-альпийскому мегациклу. Обычно ему не придают самостоятельного значения, однако становится более ясным, что область его развития не менее широка, чем предыдущего и последующего, а структурный план совершенно иной. В областях зрелых палеозойских Урало-Монгольского пояса он проявился в образовании системы внутриконтинентальных вокругблочных и автономных линейных магмоактивных поясов, имеющих деструктивную природу. Наиболее крупные четко морфологически обособленные и длительно развивавшиеся близширотные пояса щелочных пород образовались на территории Монголии, Алтая и Восточного Казахстана; периферические по отношению к ним меньшие пояса и узлы находятся на Западном Становике, Восточном Саяне, Сарысу-Тенизском водоразделе, Алайском и Гиссарском хребтах, Среднем и Полярном Урале. Плутонические или вулканоплутонические серии этих поясов образуют прерывистый скользящий ряд, подразделяемый на три возрастные группы: раннюю умеренно- и низкощелочную габброграносиенит-адамеллитовую с предшествовавшими разнообразными вулканитами ($C_3 - P_1^1$), среднюю субщелочную трахириолит-дацитовую и сиенит-щелочногранитовую, местами завершаемую субщелочными ультракислыми гранитами ($P_1^2 - P_2$), и позднюю трахибазальт-трахиандезитовую, местами контрастную, с трахириолитами, или полнодифференцированную, с интрузиями габбромонзонит-сиенитового, граносиенит-гранитового и щелочносиенит-щелочногранитового состава ($P_2 - T_1$) /Ермолов и др., 1977; Континентальный вулканизм. . . , 1983; Эволюция. . . , 1986; и др./.

Для многих поясов показательно присутствие в средней группе миаскитовых нефелиновых сиенитов, иногда в сочетании со щелочными базальтоидами, шонкинитами и тингуаитами, реже святоноситов и ультракалиевых лейкосиенитов /Волочкович и др., 1973; Леонтьев, 1979; Магматические комплексы. . . , 1982; Первов и др., 1980/.

Начало формирования магматических серий и время максимальной активности в переходном пермотриасовом цикле не были одинаковыми: наиболее раннее заложение поясов (с $C_3 - P_1$, т.е. еще до окончания позднегерцин-

ского цикла) отмечается главным образом в перманентно неустойчивых герцинских складчатых зонах, поздние же ассоциации наиболее распространены в Монголо-Забайкальском поясе, наложенном на стабильные протерозойские и каледонские структуры. Региональная зональность пермотриасового магматизма выражена еще и в том, что АСО в целом, авулканична и что к западу от Казахстанского и к востоку от Сибирско-Монгольского древних континентов щелочные ассоциации сменяются нещелочными. Последние представлены в Чаткало-Кураминском узле и вообще к западу от Сурхантауской и Центрально-Казахстанской поперечных зон разломов, где распространены калиевые риолиты, субвулканические гранит-порфиры и аляскиты в составе кольцевых комплексов ранне- и позднепермского возраста /Лавров и др., 1972; Канцель и др., 1972/. Еще более разителен контраст между гранитоидным магматизмом Урало-Монгольского пояса в целом и трапповым базальтоидным магматизмом Сибирской платформы и прилегающих частей Западной Сибири (на схеме не показан), максимальная активность которого пришлось на тот же период $P_2 - T_1$.

С Юго-Восточной Азией связана особая нещелочная петрографическая провинция, которую отделяют от Урало-Монгольской щелочной провинции Таримская и Северо-Китайская (Сино-Корейская) платформы. Морское осадко-накопление, продолжавшееся здесь с раннего палеозоя до позднего карбона, а в некоторых районах до ранней и даже поздней перми, было непосредственной подготовкой рассматриваемого цикла гранитообразования. Пермотриасовые гранитоидные серии соответствуют здесь типу ранне- или позднеорогенных; параллельно с их формированием в зонах растяжения изливались базальты, обычно связываемые с рифтогенным режимом. В перми (280-240 млн лет) была образована крупнейшая цепь батолитов "стандартных" гранитов и небольшого количества габброидов в Куньлунь-Циньлинском полициклическом (каледониды, герциниды, индосиниды) поясе. Этому предшествовало развитие на месте флишевой геосинклинали S_3 краевого поднятия и вулканического пояса с риолитами и молассоидами. Местами вокруг крупных впадин там же выделяется серия геологически более молодых (270-250 млн лет) пестрых интрузивов от диоритов до калиевых гранитов /Вергунов, Прялухина, 1980; Geotectonic evolution..., 1987/. По тем же данным, схожие гранитоиды пермотриасового возраста (250-230 млн лет) обнажаются среди индосинид, они окружают Тибетский срединный массив, в фундаменте которого, помимо кристаллического ядра, находятся также фрагменты каледонид и поздних герцинид. В непальских Низких Гималаях в поздней перми сформировалась габброгранитовая серия Данделхур /Талалов, 1976/.

Наконец, позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоиды известны в Юго-Восточном Китае, в блоке Янцзы. Внутри полициклической (каледонско-герцинско-индосинийской) геосинклинальной зоны Циньжу в провинции Гуанси насчитывается около 50 гранитоидных плутонов с возрастом от 284 до 221 млн лет и общей площадью выходов 9 тыс. км². После замыкания раннепермской миеосинклинали здесь были сформированы кордиерит-биотитовые гранодиориты и граниты S-типа; новый этап отложения флиша и карбонатных пород с последующим складкообразованием и формированием вулканоплутонической серии гиперстеновых дацитов, гранитов и гранит-порфиров (изохроны 243±20 и 235±2 млн лет) укладывается в интервале $P_2 - T_1$ /Fan Qinghao et al., 1988; Ren Jishun, Chen Tingyu, 1987/.

Третий, собственно индосинийский, цикл тектономагматической активности наиболее сильно проявился в Юго-Восточной Азии. Ареал триасовых складчатых морских и континентальных отложений заключен между платформенными блоками Индостана, Янцзы, Сино-Корейским и Таримским. Его про-

должают на северо-западе частные раннекиммерийские парагеосинклинальные, параплатформенные и межгорные наложенные прогибы в Туране и вдоль южного края Скифской плиты /Славин, Хаин, 1980/. В основном ареале в триасе формировались раннеорогенные габбротоналит-плагιοгранитовые серии в интрагеоантисклинальных или краевых поднятиях, в срединных массивах, а также изливались базальтовые магмы в междублочных зонах /Geotectonic evolution... , 1987/. Активный внегеосинклинальный триасовый магматизм проявился также вдоль западной и восточной границ Азии - в Северном Казахстане, Зауралье и Западной Сибири базальтоидный рифтогенный и в притихоокеанских областях, вплоть до Хэнтэйско-Даурского сводового поднятия, андезитоидный и гранитоидный. Отдельные части Алтае-Саянского орогена испытали обрушение и, начиная с позднего триаса, были перекрыты плитным комплексом. К опережающему началу цикла здесь, возможно, следует отнести толлит-базальтовую трапповую формацию и малые тела пикритодолеритов $P_2 - T_1$ /Игнатова, 1973/, которые принято формально отождествлять с доплитным орогенным мегакомплексом герцинид /Тектоника и эволюция... , 1988/.

Наиболее резкая граница между областями переходного пермотриасового и начального индосинийского магматизма проходит между северной и южной зонами Северного Памира /Лутков, 1983; Баратов, 1976/. В северной зоне, принадлежащей к системе Памиро-Алая, типичный ряд магматитов включает: кислые вулканы и граниты ранней перми; щелочные сиениты и граниты поздней перми; щелочные базальтоиды раннего триаса. В южной зоне магматический ряд принципиально другой: основные эффузивы, гипербазиты, габбро, кварцевые диориты и гранодиориты, а также высокоглиноземистые плагιοграниты, биотитовые и двуслюдяные граниты, все раннего триаса. Может быть, как и в других случаях, здесь наблюдается упреждающее вступление нового цикла в пермобильной шовной зоне. Тем не менее еще не до конца ясно, являются ли общими рубежи, да и самое содержание циклов в Северной и Юго-Восточной Азии: Уточненный возраст некоторых габбро-плагιοгранитовых серий индосинийского ареала (Дьенбьенфу, Бансанг-Пиабок /Ге и др., 1979/ составляет 268-220 млн лет, т.е. является пермо-раннетриасовым. С другой стороны, только с карнийско-норийского диастрофизма или местами со среднего триаса началось повсеместно массовое развитие принципиально новых процессов: активного прогибания, образования впадин тихоокеанской группы, мощных всплеск андезитоидного вулканизма и отложения плитного комплекса /Тектоника Евразии, 1966; Tri Tran Van, 1987; Кунин и др., 1988/.

Выводы

1. Алтае-Саянская область по составу магматизма и времени завершения главных тектономагматических циклов составляет одно целое с Казахстанской и Центрально-Азиатской областями Урало-Монгольского пояса. Закончившееся ультракислыми интрузиями главное внутриплитное гранитообразование связано с самостоятельным позднегерцинским дейтероорогенным циклом $S_3 - P_1$ и избирательно приурочено к поднятиям древних сиалических массивов - Балхашского, Алтайского, Хангайского и др.; кроме того, им были охвачены также зоны каледонид и краевые части платформ Юго-Восточной Азии.

2. Переходный орогенно-рифтогенный цикл $P - T_1$ характеризуется в АСО смешанным или контрастным, субщелочным и щелочным магматизмом, затуханием орогенеза и нарастанием рифтогенной деструкции, выразившейся в образовании системы наложенных трансасиатских вулканоплутологических линейных поясов. С ним совпали по времени: мощное орогенное гранитообразование в Юго-Восточной Азии и энергичная вспышка траппового платформенного и рифтогенного предплитного базальтоидного магматизма в Северной Азии.

3. Растянутое до триаса морское осадконакопление и сопровождавшие его габбродиорит-плагиогранитовые серии, составляющие содержание индосийского (раннекиммерийского) цикла, приурочены к зоне, промежуточной между палеозоидами Центральной Азии и Средиземноморским альпийским поясом, т.е. к зарубежной Высокой Азии, Циньлиню, но также и к Тихоокеанским окраинам.

4. Характерные процессы при смене тектономагматических циклов - направленное поэтапное азимутальное смещение магматических поясов; опережающее наступление деструктивных процессов нового цикла в ослабленных междуоблочных зонах и благодаря этому параллельное формирование финальных (дейтероорогенных) и начальных (рифтогенных, раннеорогенных) комплексов, местами приводящее к сдвиганию возрастных интрузивных рядов.

Список литературы

- Баратов Р.Б. Особенности петрологии магматических формаций Таджикистана // 25-й Международный геологический конгресс, Сидней, август 1976 г.: Доклады советских геологов. - М.: Наука, 1976. - С. 406-413.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. - М.: Наука, 1978. - 103 с.
- Вергунов Г.П., Прялухина А.Ф. Пермотриасовый этап геологического развития зарубежной Высокой Азии // Изв. вузов. Геол. и разв. - 1980. - № 7. - С. 14-26.
- Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и метаморфическая характеристика. - М.: Наука, 1973. - 126 с.
- Габброгранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы / Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 245 с.
- Ге Г.Г., Загрузина И.А., Нгуен Хуан Зыонг и др. Новые данные о позднепалеозойском магматизме Вьетнама // Геология и геофизика. - 1979. - № 10. - С. 69-75.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. - М.: Наука, 1980. - 250 с.
- Добрецов Н.Л. Проблемы геологии Восточной Азии // Геология и геофизика. - 1987. - № 10. - С. 3-11.
- Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Горегляд А.В. и др. Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1976. - Т. 51, № 4. - С. 17-21.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Тихомирова Н.И. Петрология пересыщенных кремнеземом агпаитовых щелочных пород. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - 86 с.

- Занвильевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монгольско-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. - М.: Наука, 1985. - 210 с.
- Игнатова В.Ф. Палеогеография раннего триаса азиатской части СССР. - М.: Наука, 1973. - 122 с.
- Изох А.Э., Майорова О.Н. Петрология базальт-трахит-липаритовой серии (на примере Биштауской структуры, Восточный Казахстан) // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 57-61.
- Канцель А.В., Коротчаев М.А., Лаверов Н.П. Геологическое строение и история формирования Бабайтагского субвулканического массива // Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. - М.: Наука, 1972. - С. 108-122.
- Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимической зональности (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. - 1983. - № 6.
- Континентальный вулканизм Монголии. - М.: Наука, 1983. - 186 с.
- Куниин Н.Я., Иогансон Л.И., Афонский М.Н. и др. Континентальные впадины Центральной и Восточной Азии (закономерности глубинного строения и развития). - М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1988. - 186 с.
- Лаверов Н.П., Максимова И.Г., Толкунов А.Е. Карабашская вулканическая депрессия и ее рудоносность // Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. - М.: Наука, 1972. - С. 87-107.
- Леонтьев А.Н. Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики. - М.: Наука, 1982. - 200 с.
- Леонтьев А.Н. Гранитоидный магматизм и эндогенные режимы Центрально-Азиатского пояса в позднем палеозое // Геотектоника. - 1987. - № 5. - С. 84-96.
- Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 184 с.
- Лутков В.С. Петрохимические особенности базитовых и гранитоидных комплексов Таджикистана // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 268, № 5. - С. 1208-1212.
- Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана / Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. - М.: Наука, 1982. - 246 с.
- Магматические комплексы Казахстана: Джунгаро-Балхашская складчатая система. - Алма-Ата: Наука, 1983. - 215 с.
- Магматические комплексы Казахстана. Кокчетавско-Северо-Тяньшанская складчатая система. - Алма-Ата: Наука, 1982. - 235 с.
- Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. - М.: Наука, 1983.
- Михалева Л.А. Закономерности размещения и металлогения самостоятельных малых интрузий лампрофиро-диабазовой формации // Геология и геофизика. - 1987. - № 9. - С. 48-56.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. - М.: Наука, 1975. - 371 с.
- Негрей Е.В., Леонтьев А.Н. Геологическое строение и петрология Эспинского интрузива рудоносных щелочных гранитов // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. - М.: Наука, 1980. - С. 184-218.
- Нечаева И.А. Щелочно-гранитоидный магматизм и его формации. - М.: Наука, 1976. - 145 с.
- Оболенская Р.В. Магматизм и металлогения мезозоя в Горном Алтае // Гео-

- логическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. - Бийск, 1985. - С. 62-64.
- Орогенный магматизм офиолитовых поясов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1983. - 206 с.
- Осипов М.А. Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 185 с.
- Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса / Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1981. - 318 с.
- Первов В.А., Кононова В.А., Аракелянц М.М. Возраст некоторых щелочных массивов пустыни Гоби // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1980. - № 5. - С. 24-30.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. и др. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций: На материале складчатых областей юга Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1987. - С. 4-59.
- Талалов В.А. Изверженные карбонатиты в Низких Гималаях Непала // Изв. вузов. Геол. и разв. - 1976. - № 4. - С. 21-27.
- Тектоника и эволюция земной коры Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1988. - 174 с.
- Славин В.И., Хаин В.Е. Раннекеммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестн. МГУ. - 1980. - Сер. 4, № 2. - С. 15-24.
- Соловьев В.О. Позднепермский тектогенез Восточной Азии // Геология и геофизика. - 1987. - № 7. - С. 10-16.
- Эволюция магматизма Средней Азии. - М.: Наука, 1986. - 277 с.
- Fang Qinghao, Feng Junchu, He Lingyi. Characteristics and genesis of Taima S-type super-hypabissal hyperstene granite-porphyry // The crust. The significance of granite-gneisses in the lithosphere. - Beijing, 1988. - P. 15-24.
- Geotectonic evolution of China. - Berlin; Geidelberg; L.; N.Y.; Tokyo: Springer-Verlag, 1987. - 164 p.
- Li Zhitong, Zhao Chunjing. Variscan and Indosinian granites in Northern China and their tectonic settings // 3-rd International symposium on pre-Jurassic evolution of Eastern Asia: IGCP project 224. Abstracts. - Beijing, 1988. - P. 77-79.
- Ren Jishun, Chen Tingyu. The nature and folding of the Qin-zhou geosyncline // Report N 2 of the IGCP Project 224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. - Osaka, 1987. - P. 59-66.
- Tri Tran Van. Tectonic evolution of the Indonesian epoch of Vietnam and neighbouring regions // Report N 2 of the IGCP Project 224: pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. - Osaka, 1987. - P. 67-74.
- Yin Hezhong. A discussion of several tectonic problems of Northern Xinjiang // Geotectonics and metallogenia. - Human (China), 1985. - V. 9, N 1. - P. 91-96.
- Yuan Kuirong. Accretion of continental margin terrain and the granites in Guangsi with relation to metallogenesis // J. of Guilin College of Geology. - 1988. - V. 8, N 3. - P. 285-324.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ
И ВУЛКАНИТЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

Геотектонические структуры Забайкалья и Монголии слагают восточную и северо-восточную части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Они располагаются между двумя крупными древними платформами: Сибирской и Китайской. В ордовике – силуре большая часть обсуждаемой территории была причленена к Сибирскому континенту и во второй половине палеозоя представляла собой активную континентальную окраину, а с конца перми, после смыкания Сибирской и Северо-Китайской плит, эта область развивалась как внутриконтинентальная /Гордиенко, 1987/.

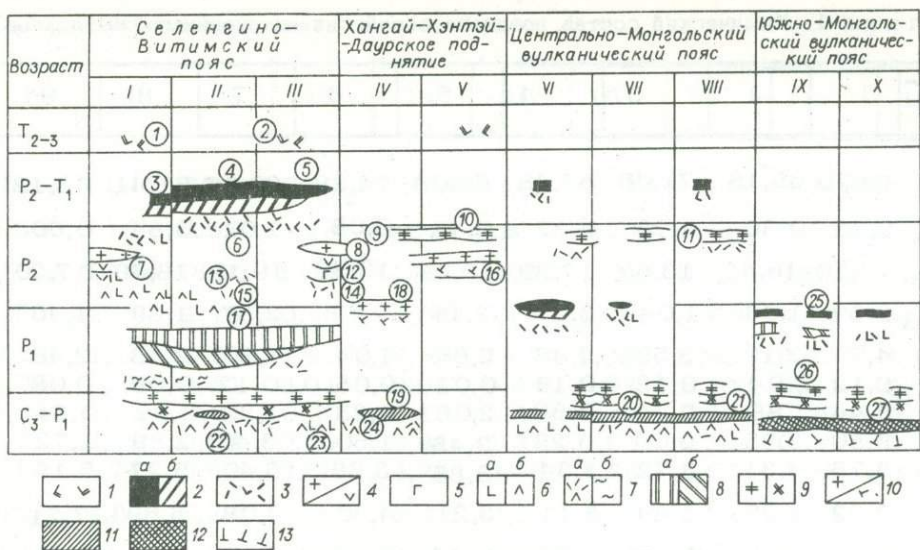
В тектоническом плане на территории Забайкалья и Монголии выделяются четыре крупные структурные единицы, характеризующиеся специфическими условиями развития в течение всего фанерозоя: Селенгино-Витимский пояс, Хангай-Хэнтэй-Даурское сводовое поднятие, вулканические пояса Центральной и Южной Монголии (рис. 1, см. вкладку, рис. 2). Эволюция геодинамического режима в указанных структурах определила характер магматизма всей области.

В среднем – позднем карбоне обсуждаемая территория включала южную окраину Монголо-Сибирского континента с остаточным морским бассейном, крайним морем с островными дугами и океаническую область (см. врезку на рис. 1, а). В островных дугах был широко проявлен щелочно-земельный магматизм (вулканические и plutонические формации, см. рис. 2). Данные о магматизме этого этапа на континенте малочисленны и недостаточны достоверны.

В конце карбона – начале перми на всей территории Монголо-Забайкальской провинции проявились мощные тектонические движения. В южной ее части, вероятно, в результате субдукции океанической плиты, территория, занятая крайним морем и островными дугами, присоединилась к континенту. В центральной части Монголии происходил активный рост сводового поднятия, главным образом на месте остаточного эпиконтинентального бассейна. К северу и югу от поднятия, в Селенгино-Витимском и Центрально-Монгольском поясах; произошло заложение вулканических депрессий.

Магматизм на этом этапе был проявлен повсеместно, хотя и в разных масштабах, и был однотипным на всей территории (см. рис. 2). Он начинался с формирования субщелочных (на юге известковощелочных) андезит-риолитовых, базальт-андезитовых вулканических ассоциаций, а затем сменялся известковощелочной габбродиорит-гранодиорит-гранитной plutонической серией (I-гранитоиды). Последняя наиболее интенсивно проявлена в Южно-Монгольском поясе и в меньшей степени – в Центральной Монголии и Хангае. На завершающей стадии магматизма позднекарбонного – раннепермского этапа образуется субщелочная сиенит-граносиенит-лейкогранитовая формация (переходная между I- и A-гранитами), которая развита почти повсеместно, за исключением сводового поднятия. Наиболее широко породы этой формации проявлены в Селенгино-Витимском поясе (см. рис. 1, а).

Вторая половина ранней перми ознаменовалась заложением серии линейных рифтогенных структур в Южной и Центральной Монголии, а также на севере, в Селенгино-Витимском поясе. В Южной Монголии крупная рифтогенная зона протяженностью около 1600 км располагалась во фронтальной части континентальной окраины, другая зона (около 1000 км) – вдоль границы



Р и с. 2. Схема корреляции верхнепалеозойских магматических формаций Забайкалья и Монголии.

Магматические формации: 1 - субщелочная андезитобазальтовая; 2 - щелочные граниты (а) и сиениты (б); 3 - субщелочная бимодальная базальт-трахит-риолитовая (с комендитами) ассоциация; 4 - субщелочные граниты (а), гранодиориты, монцитониты (б); 5 - монцитониты и габбро; 6 - субщелочная андезитобазальтовая (а), андезитовая, трахиандезитовая (б), 7 - субщелочные риолиты (а) и дациты (б), 8 - субщелочные моношпатовые граниты (а) и сиениты (б), 9 - субщелочные лейкограниты (а) и сиениты (б); 10 - известковощелочные граниты (а), гранодиориты (б); 11 - известковощелочная габбродиорит-гранодиорит-гранитная ассоциация, 12 - диорит-тоналит-гранодиоритовая с плагиогранитами ассоциация; 13 - дифференцированная базальт-андезит-риолитовая серия.

Цифры в кружках - магматические комплексы, свиты: 1 - могодская, 2 - усть-тамирская, чернаярская, 3 - нумургинский, тосон-цэнгэльский, 4 - куналейский, 5 - атхинский, нерчуганский, верхи амананского, 6 - цаган-хунтейский, 7 - селенгинский, 8 - бичурский, 9 - шараусгольский, 10 - кыринский, 11 - ульдзагольский, 12 - шарагольский, 13 - алентуйская, 14 - тамирская, 15 - мунустайская, 16 - даурский, ундинский, 17 - кудунский, 18 - хангайский, 19 - тарбагатайский, 20 - мандалгобийский, 21 - цэнхиргольский, 22 - гунзанская, 23 - унгуркуйская, гутайская, 24 - ортинская, 25 - ханбогдинская, 26 - мантахский, 27 - гоби-тяньшанский.

Римскими цифрами обозначены области в пределах главных структурных зон (см. рис. 1).

Таблица 1. Химический состав позднепалеозойских интрузивных комплексов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	59,70	65,16	72,06	55,48	66,08	74,38	60,16	61,41	63,12
TiO ₂	0,73	0,36	0,28	0,82	0,48	0,08	1,01	0,84	0,60
Al ₂ O ₃	16,70	16,48	13,52	17,39	15,98	13,98	19,19	18,39	17,20
Fe ₂ O ₃	2,09	1,06	1,04	3,27	2,11	0,69	2,37	1,39	1,45
FeO	4,75	2,19	2,59	4,85	2,66	1,04	1,80	2,48	2,48
MnO	0,12	0,04	0,12	0,18	0,01	0,05	0,12	0,09	0,08
MgO	3,44	1,88	0,74	3,80	2,06	0,25	1,22	0,92	0,54
CaO	5,80	3,95	2,60	6,25	3,45	1,50	3,40	2,39	1,72
Na ₂ O	3,75	4,31	3,72	3,34	3,85	3,68	5,40	5,27	5,15
K ₂ O	2,02	2,25	1,84	3,11	3,21	4,40	4,08	5,69	7,21
P ₂ O ₅	Сл.	0,36	Не опр.	0,29	0,14	0,06	0,32	0,21	0,09

Примечание. Диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация (C₃-P₁):

1 - тоналит, 2 - гранодиорит, 3 - плагиогранит, 4 - диорит, 5 - гранодиорит, 6 - гранит. Сиенит-лейкогранитная формация (C₃-P₁): 7 и 8 - сиениты, 9 и 10 - кварцевые сиениты, 11 - лейкогранит. Формация субщелочных моношпатовых сиенитов и гранитов (P₁): 12 - сиенит, 13 - гранит. Монцит-граносиенит-гранитная формация (P₂): 14 - кварцевый диорит, 15 - граносиенит, 16 - гранит. Формация щелочных сиенитов и гранитов (P₂-T₁): 17 - сиенит, 18 - кварцевый сиенит, 19 - гранит, 1 - 6 - по /Федорова, 1977/, остальное - данные авторов.

между областями каледонской и герцинской складчатости (см. рис. 1, а). По В.В. Ярмолюку /1983/, период рифтогенеза и связанного с ним магматизма охватывал относительно короткий промежуток времени: вторую половину ранней - начало поздней перми (см. рис. 2). За это время здесь произошло формирование субщелочной бимодальной серии базальтов и риолитов с комендитами, субщелочных моношпатовых (ортоклаз-пертитовых) сиенитов и гранитов и щелочных сиенитов и гранитов (типичные А-граниты).

По данным рубидий-стронциевого изотопного датирования /Сандимирова и др., 1980/, возраст щелочногранитоидной ассоциации 277±11 млн лет. В Селенгино-Витимском поясе во второй половине ранней перми процессы тектономагматической активизации охватили большую часть его территории на протяжении около 2500 км от Долины Озер в Монголии до Амура на востоке. Они выразились в увеличении размеров уже существовавших и в появлении новых вулканотектонических депрессий, в мощном субщелочном преимущественно кислом вулканизме и гранитоидном магматизме. В это время здесь были сформированы многочисленные интрузивные массивы субщелочных ортоклаз-пертитовых сиенитов и гранитов (А-граниты). Их радиологический возраст, по двум рубидий-стронциевым изохронам из эталонных массивов, составляет 280±20 млн лет; калий-аргоновые определения по амфиболу и

Селенгино-Витимского пояса, мас. %

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	66,10	72,45	63,44	72,06	58,36	67,57	73,33	66,50	67,30	73,26
	0,36	0,15	0,67	0,19	1,09	0,60	0,25	0,58	0,62	0,29
	15,12	13,44	18,63	14,60	15,82	16,27	13,87	16,14	15,56	11,28
	1,55	0,76	1,78	0,75	3,61	2,19	1,03	2,08	2,95	3,13
	2,23	1,18	0,97	1,01	4,41	1,04	0,88	0,80	0,76	1,19
	0,05	0,04	0,10	0,01	0,05	0,04	0,02	0,10	0,10	0,08
	0,91	0,26	0,61	0,10	3,15	1,04	0,49	0,52	0,26	0,18
	1,71	0,92	0,83	0,20	5,41	1,31	0,65	0,50	0,30	0,30
	5,15	4,74	5,43	4,83	4,22	4,68	4,21	5,57	4,95	3,98
	5,50	4,81	6,27	5,73	3,12	4,55	4,81	6,04	5,99	5,25
	0,13	0,05	0,16	0,02	0,02	0,10	0,06	0,09	0,06	0,03

биотиту из трех массивов дают сопоставимые цифры: 265-294 млн лет /Занвилевич и др., 1985/. На территории сводового поднятия магматическая деятельность в этот период была проявлена слабо. Лишь в самом конце ранней перми в Хангае образовалась диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация I-гранитов (см. рис. 1, 2).

Во второй половине перми сближение Сибирского и Северо-Китайского континентов привело к почти полному закрытию океанического бассейна; территория Забайкалья и Монголии стала внутриконтинентальной областью (см. врезку на рис. 1, б). Магматическая деятельность была сосредоточена в пределах сводового поднятия и его обрамления (см. рис. 1, б). В северо-восточной части поднятия в этот период происходил мощный интрузивный магматизм (гранодиорит-гранитная формация непосредственно в пределах поднятия и монцит-граносиенит-гранитная формация I-гранитов в его ближайшем северо-западном обрамлении). На территории рифтогенных зон на начальных стадиях рассматриваемого этапа магматическая деятельность была слабой, лишь в центральной части Селенгино-Витимского пояса развивались прогибы с преобладающим субщелочным андезитовым и базальтовым, реже риолитовым вулканизмом (Орхон-Селенгинский прогиб).

Следующий этап верхнепермского магматизма проявился в основном по периферии сводового поднятия и в Центральном-Монгольском поясе. К этому времени относится образование формации субщелочных лейкогранитов и сиенитов.

В конце поздней перми и начале триаса основным районом магматической деятельности были Забайкалье и Северная Монголия. Здесь по всей Селенгино-Витимской зоне в вулканических депрессиях формировалась субщелочная ассоциация базальтов и риолитов с комендитами, которая сменялась мощным щелочногранитоидным магматизмом. Характерно, что щелочные сиениты и граниты в большинстве случаев пространственно совмещены с субщелочными гранитоидами предшествующего этапа и слагают вместе с ними единые массивы. Гранитоидные массивы, количество которых пре-

Таблица 2. Химический состав позднепалеозойских вулканических комплексов Селенгино-Витимского пояса, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	55,90	69,74	72,94	74,12	51,66	61,35	72,40	63,98	74,62
TiO ₂	0,95	0,40	0,16	0,22	1,16	0,63	0,35	0,77	0,23
Al ₂ O ₃	19,68	16,31	14,74	13,70	17,72	16,02	14,70	17,20	13,34
Fe ₂ O ₃	3,62	1,88	1,45	1,28	7,71	1,06	1,27	3,62	0,93
FeO	2,95	0,67	0,26	0,41	0,51	4,02	1,15	1,45	1,40
MnO	0,05	He опр.	0,04	0,06	1,48	0,08	0,07	0,11	0,02
MgO	2,41	0,36	0,32	0,28	3,55	2,88	0,26	0,90	0,20
CaO	1,54	0,06	0,22	1,13	10,74	2,21	0,06	2,35	0,53
Na ₂ O	5,71	3,25	4,30	3,75	1,48	4,11	4,55	5,30	4,13
K ₂ O	2,90	5,33	4,60	3,20	1,66	3,83	4,14	2,50	4,27
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,02	0,06	0,84	0,23	0,06	0,20	He опр.

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48,74	58,12	63,46	72,16	49,82	71,50	75,16	53,40	62,45	72,64	72,80
TiO ₂	0,14	1,14	0,61	0,27	1,90	0,37	0,32	1,19	0,42	0,55	0,33
Al ₂ O ₃	18,36	15,79	18,36	14,52	15,90	14,11	11,52	17,33	16,51	12,64	11,00
Fe ₂ O ₃	6,70	2,63	0,94	0,22	5,61	1,83	2,03	7,53	4,26	2,28	2,89
FeO	6,68	6,00	4,24	2,33	4,60	0,22	0,24	0,80	0,03	1,29	1,68
MnO	0,27	0,19	0,14	0,10	0,13	0,07	0,07	0,17	0,06	0,15	0,20
MgO	3,70	1,69	1,06	0,27	4,84	0,20	0,12	2,55	1,31	0,16	1,63
CaO	8,48	5,94	3,30	0,99	8,58	0,67	0,64	5,53	2,90	0,08	0,96
Na ₂ O	3,40	4,20	5,88	5,20	3,38	4,62	3,51	4,83	3,71	3,86	4,10
K ₂ O	1,00	1,92	2,88	3,88	1,53	5,32	5,81	2,62	7,71	5,36	4,30
P ₂ O ₅	0,40	0,62	0,24	0,05	0,82	0,06	0,04	0,59	0,49	0,03	0,10

Примечание. Субщелочная андезит-риолитовая ассоциация (C₃-P₁): 1 - трахидацит, 2 - трахириодацит, 3, 4 - трахириолиты. Субщелочная риолитовая ассоциация с трахиандезитами и трахибазальтами (P₁₋₂): 5 - трахибазальт, 6 - трахиандезит, 7 - трахириолит, 8 - трахидацит, 9 - трахириолит. Субщелочная дифференцированная серия (P₂): 10 - трахибазальт, 11 - трахиандезит, 12 - трахидацит, 13 - трахириолит. Субщелочная бимодальная базальт-трахит-риолитовая с комендитами ассоциация (P₂): 14 - трахибазальт, 15 - трахириолит, 16 - комендит, 17 - трахибазальт, 18 - трахит, 19 - трахириолит, 20 - комендит. 1-4 - по /Гордиенко и др., 1978/, 5-13, 18-20 - по /Салтыковский, Оролмаа, 1977/, 14-16 - по /Ярмолюк, 1983/, 17 - по /Вартамова и др., 1979/.

вышает 350, образуют вместе с комагматичными кислыми вулканитами щелочно-гранитоидную провинцию, протягивающуюся более чем на 2000 км. Радиологический ее возраст, определенный изотопным методом, 233–250 млн лет /Занвилевич и др., 1985/. Близкие значения – 231–254 млн лет – получены по амфиболу калий-аргоновым методом /Рублев, Козубова, 1976/.

Остальная часть Монголо-Забайкальской провинции в конце перми и начале триаса была практически амагматичной, лишь в Центральном-Монгольском поясе, по результатам исследований последних лет (данные Советско-Монгольской геологической экспедиции), выделяются две небольшие вулканотектонические структуры пермотриасового возраста, в которых закартированы вулканические породы субщелочной серии и небольшие интрузивные тела гранитов повышенной щелочности (см. рис. 1, б, 2).

В среднем и позднем триасе магматизм в обсуждаемой области практически затухает. В небольших масштабах он проявляется в виде базальтовых излияний в мелких наложенных депрессиях по периферии Хангай-Хэнтэй-Даурского поднятия и в центральной части Селенгино-Витимского пояса.

Краткая характеристика вещественного состава ведущих магматических комплексов и ассоциаций дана в табл. 1 и 2. Здесь приведены главным образом данные по гранитоидам и вулканическим породам Селенгино-Витимского пояса, где магматические образования расчленены наиболее полно.

Селенгино-Витимский пояс может служить хорошим примером крупной долгоживущей геотектонической структуры, в которой на всех главных этапах ее развития магматическая деятельность была проявлена в значительных масштабах. Пояс протягивается более чем на 2000 км, его заложение произошло, вероятно, в среднем палеозое. В кембрии здесь реконструируется относительно узкий океанический залив с островными дугами в северо-восточной части пояса /Гордиенко, 1987/ и соответственно с офиолитовым и островодужным магматизмом. В ордовике – силуре, в связи с присоединением к Сибирскому кратону Центрально-Монгольского микроконтинента, океанический залив был закрыт и территория пояса представляла собой область коллизии континентальных плит. На орогенном этапе здесь был сформирован крупнейший Ангаро-Витимский батолит площадью 130 000 км², сложенный S-гранитами /Литвиновский, Занвилевич, 1976; Леонтьев и др., 1981/. К началу девона обсуждаемый район располагался в тыловой части обширной континентальной окраины на расстоянии 800–1000 км от границы океан – континент. В девоне в южном обрамлении Сибирской платформы была сформирована разветвленная система рифтогенных структур с преимущественно кислым субщелочным вулканизмом и мощным гранитоидным магматизмом повышенной щелочности; главная, стволовая, часть этой системы располагалась в Селенгино-Витимском поясе (рис. 3). Судя по крайне слабому распространению базитов, степень раскрытия рифтогенных структур была невысокой /Занвилевич и др., 1985/.

Новый этап активизации начался в конце карбона и, как показано выше, в течение всей перми и в начале триаса здесь был проявлен разнообразный магматизм, завершившийся субщелочным бимодальным базальт-риолитовым и щелочногранитоидным магматизмом, характерным для внутриконтинентальных рифтов. В дальнейшем пояс функционировал как внутриконтинентальная структура.

Со второй половины триаса до начала кайнозоя тектонические движения и магматизм (субщелочные базальты, в меньшей степени риолиты и дациты)

были проявлены только в восточной половине Селенгино-Витимского пояса. Они были обусловлены процессами, активно протекавшими восточнее, на окраине Азиатского континента. Последняя вспышка тектонических движений и магматизма на этой территории началась в олигоцене и привела к образованию Байкальского рифта. Современная рифтовая зона занимает большую часть территории Селенгино-Витимского пояса (рис. 4). Ее формирование связывается с всплыванием мантийного диапира, фиксируемого геофизическими методами как крупная линза аномальной мантии /Очерки..., 1977/.

Важная особенность обсуждаемого подвижного пояса - его постоянное положение по отношению к Сибирской платформе на протяжении около 400 млн лет. Поэтому наблюдаемое совмещение ареалов распространения магматических пород разных этапов определенно свидетельствует о многократной тектонической и магматической активизации единого крупного сегмента литосферы. Позднепалеозойские гранитоиды и вулканы фиксируют лишь один из таких этапов активизации.

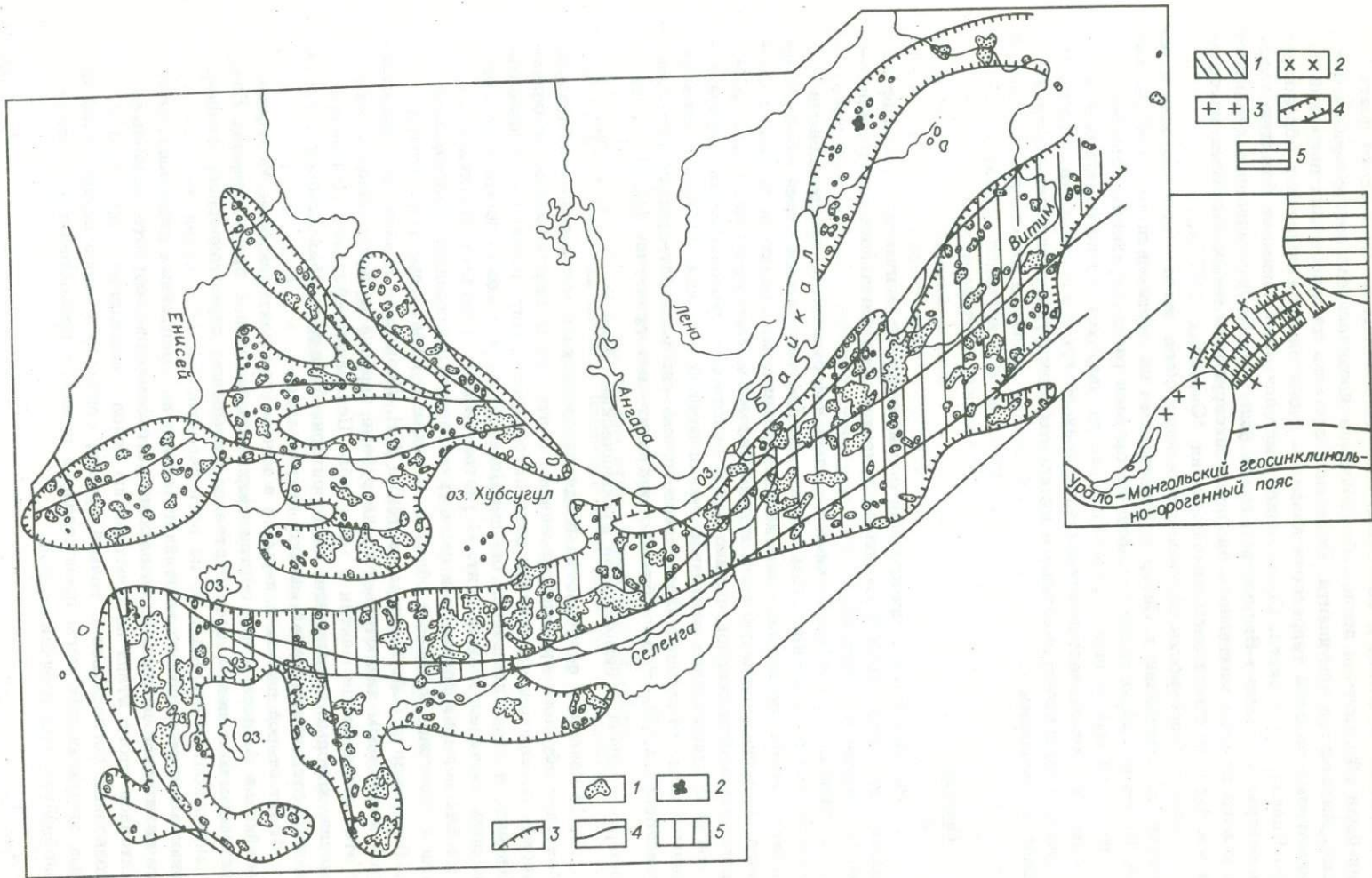
Выводы

1. Разнообразный, прежде всего гранитоидный, магматизм был широко проявлен от конца карбона до начала триаса и охватывал почти всю территорию Забайкалья и Монголии.

2. Наряду со специфическими сериями и формациями, приуроченными к определенным геотектоническим структурам (островодужная серия Южно-Монгольского пояса, позднепермская диорит-гранодиорит-гранитная формация сводового поднятия), большую роль играли сквозные магматические серии, формировавшиеся близкоодновременно или с некоторым временным смещением в регионах с существенно различной геологической историей. Особенно показательны в этом отношении известковощелочная габбродиорит-гранодиорит-гранитная ассоциация (C_3-P_1), субщелочная сиенит-лейкогранитная (C_3-P_1), щелочногранитоидная и бимодальная вулканические серии P_2-T_1 (см. рис. 2).

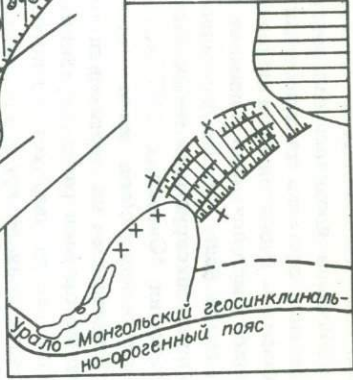
3. Выявленные особенности позднепалеозойского магматизма Забайкалья и Монголии обусловлены существованием в это время разнообразных геодинамических обстановок на границе двух литосферных плит: Монголо-Сибирского континента и вырождающегося океана Палеотетис, а в конце перми - на границе двух континентальных плит. С учетом данных о весьма значительных масштабах пермокарбонного и пермтриасового гранитоидного магматизма в смежной Монголо-Алтайской области, а также в Казахстане (см. статьи Г.Л. Добрецова и С.А. Лескова, а также А.Н. Леонтьева в наст. сб., представляется возможным заключить, что на рубеже карбона и перми начался мощный этап активизации мантии в масштабах Центрально-Азиатского пояса, и движения, которые происходили на территории Монголо-Забайкальской области, являются следствиями этой мощной активизации.

4. Во второй половине перми и в начале триаса территория Монголии и Забайкалья располагалась внутри сформировавшегося к этому времени Евразийского континента; соответственно магматизм пермтриасового этапа был внутриконтинентальным и, по всей вероятности, обусловлен подъемом крупных масс разогретого мантийного вещества (мантийных диапиров). Отсутствие каких-либо данных, указывающих на скольжение возраста щелочных гранитоидов этого этапа по простиранию пояса /Занвилевич и др., 1985/, не позволяет согласиться с точкой зрения, согласно которой выплавление щелочных кремнекислых магм происходило в процессе прохождения континентальной плиты над горячей точкой.



- 1 [diagonal lines]
- 2 [crosses]
- 3 [plus signs]
- 4 [wavy lines]
- 5 [horizontal lines]

- 1 [irregular shapes]
- 2 [stars]
- 3 [wavy lines]
- 4 [horizontal lines]
- 5 [vertical lines]

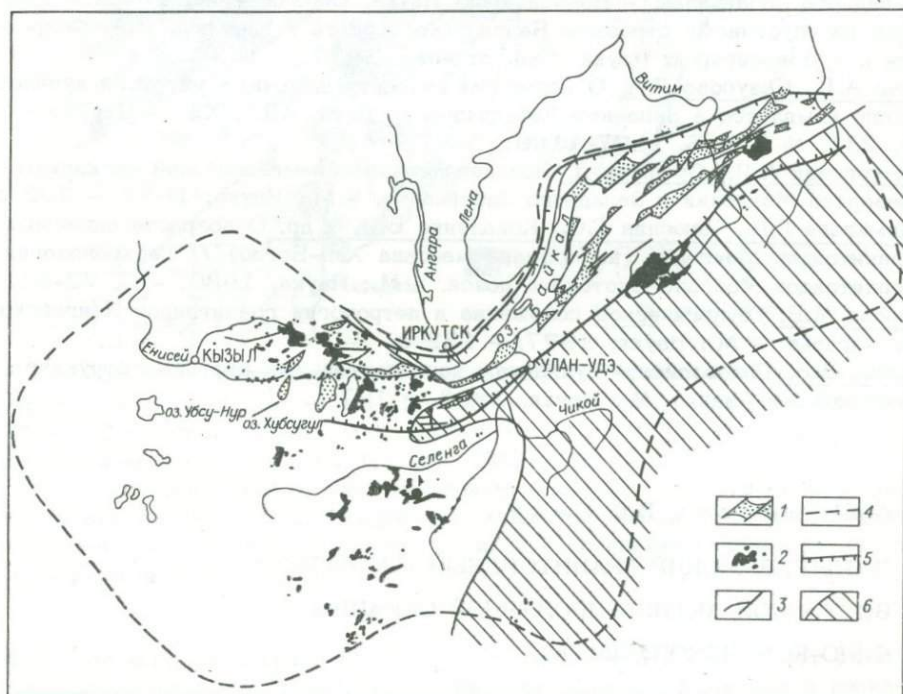


Р и с. 3. Ареалы распространения девонских и пермокарбоновых гранитоидов на юге Сибири и в Северной Монголии.

1 - гранитоидные плутоны; 2 - массивы калиевых щелочных пород; 3 - контуры ареалов; 4 - осевые линии глубинных разломов; 5 - Монголо-Забайкальский пояс.

На врезке - развитие рифтовых зон на юго-востоке Сибирской платформы ($D_2 - T_3$), по Е.Е. Милановскому: 1 - авлакогены, регенерированные в среднем девоне; 2 - проявления среднедевонского основного вулканизма в авлакогенах; 3 - средне-верхнепалеозойские щелочные интрузии; 4 - позднепалеозойские глыбовые подвижки по сбросам и взбросам в авлакогенах; 5 - миогеосинклинальные области.

5. На примере Монголо-Забайкальского подвижного пояса показано, что наиболее крупные тектонические структуры обсуждаемой области имеют длительную историю развития. Закономерная смена во времени геодинамических



Р и с. 4. Схема мезозойского и кайнозойского магматизма Монголо-Забайкальского пояса и смежных регионов. Составлена с использованием данных А.И. Киселева и Е.Е. Милановского.

1 - рифтовые впадины; 2 - поля и участки развития вулкаников (главным образом субщелочных и щелочных базальтов); 3 - зоны разломов; 4 - граница области распространения аномальной мантии; 5 - граница Байкальской рифтовой зоны; 6 - область развития юрских и меловых магматических пород.

режимов в таких структурах обусловила закономерную смену характера магматизма в них.

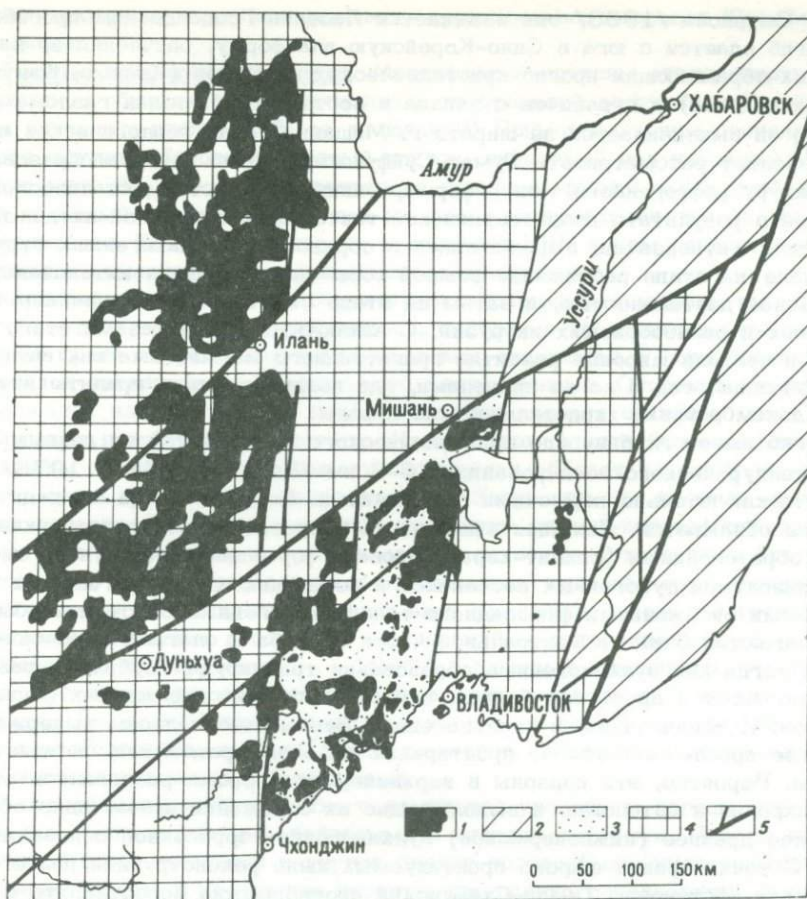
Список литературы

- Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В. Мезозойский интрузивный магматизм Юго-Западного Забайкалья. - Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1979. - 160 с.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. - М.: Наука, 1987. - 238 с.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. - М.: Наука, 1978. - 220 с.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. - М.: Наука, 1985. - 232 с.
- Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. - Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1981. - 331 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. - Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1976. - 135 с.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта / Под ред. Н.А. Флоренсова. - Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1977. - 152 с.
- Рублев А.Г., Козубова Л.А. О пермском возрасте щелочных интрузий куналейского комплекса в Западном Забайкалье // Докл. АН СССР. - 1976. - Т. 231, № 5. - С. 1197-1199.
- Салтыковский А.Я., Оролмаа Д. Позднепалеозойский-мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. - М.: Наука, 1977. - 202 с.
- Сандмирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. и др. О возрасте щелочных гранитоидов Монголии (на примере массива Хан-Богдо) // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. - М.: Наука, 1980. - С. 72-81.
- Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. - М.: Наука, 1977. - 152 с.
- Ярмолюк В.В. Палеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. - М.: Наука, 1983. - 197 с.

А.А. Вржосек, В.Г. Сахно

ПОЗДНЕПЕРМСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ОКРАИНЫ СИНО-КОРЕЙСКОГО ШИТА

Среди разновозрастных проявлений гранитоидного магматизма, приуроченных к юго-восточной краевой части Азиатского континента, позднепермские интрузии наиболее широко распространены в Хэйлунцзянской и Гиринской провинциях КНР и на юго-западе Приморского края СССР, частично захватывая примыкающую к ним северную оконечность провинции Хамген-Пукто (КНДР). В структурном отношении эта территория представляет восточную окраину Си-



Р и с. 1. Схема распространения позднепермских гранитоидов на восточной окраине Сино-Корейского щита (По КНР - материалы работ /Li Zhitong, Zhao Chunjing, 1982; Xu Jiawei et al., 1987/, по КНДР - геологической карте Кореи м-ба 1:1 000 000 /1987/.

1 - массивы позднепермских гранитоидов; 2 - области мезозойской складчатости; 3 - Туман-Суйфунская складчатая зона; 4 - области протерозойско-нижнепалеозойской консолидации; 5 - крупнейшие сдвиговые системы и оперяющие их разломы.

но-Корейского щита (рис. 1). На тектонической карте Китая этот регион рассматривается как "диана", т.е. мобильная область, возникшая в раннем мезозое на герцинском складчатом основании /Chen Guoda, 1981/. В результате юрских и меловых сбросово-сдвиговых деформаций она приобрела отчетливо выраженное блоковое строение /Xu Jiawei et al., 1987/.

Верхнепалеозойские отложения, слагающие складчатое основание, представлены преимущественно континентальными и на отдельных участках мелко-водными морскими фациями. Вулканизм и седиментация, близкие по условиям к геосинклинальным, отмечаются лишь в субмеридиональной полосе, выделенной Т. Кобаяси /1959/ под названием Туман-Суйфунской впадины. В рабо-

тах А.М. Смирнова /1963/ она называется Лаоелин-Гродековским прогибом. Этот прогиб вдается с юга в Сино-Корейскую платформу, расчленяя ее на ряд мелких обрамляющих прогиб кристаллических массивов (Кванмо, Кэнтэйский и Ханкайский) и ограничен с запада и востока глубинными разломами. На севере он выклинивается на широте г. Мишань. Такая геологическая позиция позволяет рассматривать Туман-Суйфунский прогиб как новообразованную структуру рифтогенного типа, сформированную на жестком сиалическом фундаменте в результате позднегерцинской тектономагматической активизации. Процесс активизации, выразившийся в образовании авлакогенных структур, вначале на этапе растяжения земной коры сопровождался интенсивной вулканической деятельностью, а затем на этапе сжатия - формированием многочисленных и разнообразных интрузий. С заключительными фазами этого процесса и связано широкое развитие гранитоидного магматизма как внутри складчатой зоны, так и за ее пределами, где позднепермские граниты интрузируют докембрийские кристаллические породы.

Прогиб имеет глубину (до кристаллического фундамента) по данным магнитотеллурического зондирования 7,5-8 км /Копылков, Шауб, 1973/ и выполнен исключительно пермскими отложениями. Подошва их на площади прогиба не обнажается. Лежащая выше часть разреза представлена вулканогенными образованиями (спилит-кератофировая формация контрастного типа) с горизонтами туфогенных песчаников и известняков и терригенными черносланцевыми отложениями флишoidalного типа. Терригенные отложения обычно располагаются ближе к центральной части прогиба и слагают ядро синклинория, тогда как вулканогенные образования трансформируют глубинные разломы и вытягиваются вдоль его бортов, образуя систему сопряженных фациальных подзон. И терригенная, и вулканогенные фациальные подзоны выдержаны и отчетливо прослеживаются по простиранию на всем протяжении складчатой структуры. Вероятно, эти подзоны в верхнепермское время развивались отчасти синхронно и автономно и выполняющие их отложения имеют одно общее и более древнее (нижнепермское) вулканогенно-терригенное основание разреза. С точки зрения широко практикуемых ныне реконструкций палеогеодинамических обстановок Туман-Суйфунский прогиб можно сопоставлять с глубоководными котловинами окраинных морей, обрамляющих активные окраины континентов.

Наиболее ранние проявления интрузивной деятельности на площади прогиба связаны с формированием базитов и гипербазитов. Они представлены многочисленными мелкими телами и сопровождаются одни титаномagnetитовым оруденением (габбродиабазовый комплекс), а другие - сульфидной медноникелевой минерализацией (габброкортландитовый комплекс). Каждый из комплексов достаточно индивидуален и приурочен к определенной фациальной подзоне: первый с вулканогенным, а второй с терригенным типом разреза.

Вслед за интрузиями базитов и гипербазитов на площади прогиба произошел развитие гранитоидный магматизм, причем в каждой фациальной подзоне формировались массивы гранитоидов, также отчетливо различающихся между собой по минералогическим, петрохимическим и металлогеническим особенностям. В связи с этим они выделены в два самостоятельных комплекса: более ранний - тоналит-гранитный, распространенный преимущественно на площади терригенной подзоны, и более поздний - гранофировых гранитов, приуроченный к вулканогенной подзоне. Внедрение гранофировых гранитов завершило процессы позднегерцинского тектогенеза, в результате которых на площади прогиба возникло горное сооружение, представлявшее в дальнейшем область размыва при формировании молассы триасово-юрского возраста. Приведем краткое описание выделенных комплексов на основе обобщения дан-

ных, полученных в результате изучения гранитоидных массивов Юго-Западного Приморья.

Тоналит-гранитный комплекс. Многофазные плутоны этого интрузивно-го комплекса обычно обнажаются вдоль центральной части складчатой структуры и занимают около 30 % ее площади. В Приморье к ним принадлежит наиболее крупный батолитообразный плутон, известный под названием Гродековского массива, который находится на северном фланге складчатой зоны; второй подобный массив расположен на юге и распространяется на сопредельную территорию КНДР. Западнее на территории КНР к ним относятся крупные гранитоидные плутоны тайпинлинского комплекса.

Характерная особенность структурного положения массивов тоналит-гранитного комплекса, как уже отмечалось, состоит в их преимущественной локализации среди терригенных черносланцевых отложений с образованием мощных ореолов интенсивного контактового метаморфизма. Особенно отчетливо эта тенденция намечается для южной половины складчатой зоны, где в составе комплекса преобладают тоналиты. На северном фланге более широко распространены граниты, приуроченность которых к области развития терригенных отложений проявляется менее заметно. Здесь они на площади смежной подзоны нередко интрузируют кислые вулканы спилит-кератофировой формации. Так как и тоналиты, и граниты имеют активные интрузивные контакты с фаунистически охарактеризованными отложениями верхней перми, позднепермский возраст пород комплекса не вызывает сомнений, о чем свидетельствуют данные многочисленных изотопных определений в интервале 240–280 млн лет /Геологическое строение. . . , 1966/. Единичные отклонения от этих цифр не дают достаточных оснований для удреждения возраста гранитоидов этого комплекса, что, к сожалению, нашло отражение на ряде последних геологических карт Приморья, хотя их более древний возраст и не подтверждается прямыми геологическими наблюдениями.

В строении тоналит-гранитного комплекса участвуют породы трех интрузивных фаз, сопровождаемые дайковыми и жильными телами. Породы первой интрузивной фазы относятся к группе биотит-роговообманковых тоналитов, переходящих иногда в кварцевые диориты или плагиогранодиориты. Форма массивов тоналитов неправильная, но всегда вытянутая по простиранию складчатой зоны, размеры их – от нескольких десятков до первых сотен километров в поперечнике. Одна из отличительных особенностей этих массивов – конформность их внутренней структуры со структурами вмещающих пород. С простиранием основных складчатых структур в большинстве случаев совпадают контакты интрузивных тел и границ между фациями, зачастую ясно выраженная гнейсовидность пород, обусловленная плоскопараллельными текстурами, и удлиненная, вытянутая форма блоков и ксенолитов вмещающих пород, сохранившихся в кровле массивов. Отмеченные черты строения, несомненно, указывают на одновременность проявления складчатости и интрузий тоналитовой магмы, позволяя рассматривать сформированные массивы как синтетектонические образования.

В отличие от них массивы биотитовых гранитов второй фазы, размеры которых соизмеримы с массивами тоналитов, вероятно, сформировались в более спокойной тектонической обстановке, так как не несут столь явных следов конформного строения. К ним близки по составу лейкократовые граниты третьей фазы, образующие штоки и дайкообразные тела, которые, как правило, тяготеют к узким линейным зонам смятия, контролирующим соскладчатые разрывные нарушения. С внедрением лейкократовых гранитов часто связано проявление интенсивного калиевого и кремнекислого метасоматоза, наложенного

на вмещающие их породы, в том числе и на гранитоиды более ранних интрузивных фаз. В зонах смятия сосредоточена и подавляющая масса типичных даек и жильных тел аляскитовых гранитов, аплитов и пегматитов, завершающих становление тоналит-гранитного комплекса.

Комплекс гранофировых гранитов. Массивы гранофировых гранитов распространены ограниченно и располагаются преимущественно в краевых вулканогенных фациальных подзонах, обнажаясь вдоль осевых частей антикалинальных складок, сложенных пермскими эффузивами с горизонтами туфогенных песчаников и известняков. Общая площадь, занятая породами этого комплекса, незначительна и составляет менее 10 % площади складчатой зоны. Форма массивов неправильная, штокообразная, чаще всего дискордантная по отношению к складчатым структурам, размеры их редко превышают первый десяток километров в поперечнике. В Юго-Западном Приморье они относятся к седанкинскому интрузивному комплексу /Геологическое строение... , 1966/, на территории КНР выделены в лаохэйшаньский комплекс.

Возраст гранитов этого комплекса датирован наиболее четко, так как они повсеместно прорывают фаунистически охарактеризованные пермские отложения (мидийского яруса) и именно на них на о. Русском трансгрессивно залегают конгломераты нижнего триаса (индского яруса), а на остальной территории – верхнетриасовые угленосные отложения. Кроме того, эти граниты секут интрузивы более ранних габброидов и имеют активные контакты с описанными выше гранитоидами тоналит-гранитного ряда. Поэтому они рассматриваются как наиболее поздние интрузивные образования, формирование которых завершает магматизм доорогенного этапа развития.

Большинство массивов гранофировых гранитов сложено породами двух интрузивных фаз, хотя отдельные мелкие тела иногда состоят только из пород первой или второй фазы. Первая интрузивная фаза представлена рогово-обманково-биотитовыми гранодиоритами, иногда переходящими в биотитовые граниты, вторая – исключительно лейкократовыми гранофировыми гранитами. Последние нередко как бы окаймляют массивы, центральные части которых сложены гранитоидами первой фазы, и являются в этом случае образованиями краевых фаций. Обе фазы секутся породами дайкового комплекса, в составе которого отмечаются аплитовидные граниты и редко спессартиты.

Сравнительная характеристика комплексов. Сравнение выделенных гранитоидных комплексов показывает, что каждый из них обладает своеобразными чертами структуры, минерального состава и химизма пород.

Тоналит-гранитный комплекс представляет дифференцированную серию, сложенную двумя группами дискретных по составу пород. Это наводит на мысль о возможной самостоятельности каждой группы интрузий, хотя расчленение гранитоидов подобной формационной принадлежности и в других регионах, где они получили распространение (Срединный хребет Камчатки, таннуольский комплекс Восточной Тувы и др.), также не производится и они рассматриваются в составе единых комплексов из-за их тесной парагенетической связи.

К первой группе относятся кварцевые диориты, тоналиты и плагиогранодиориты. Все эти однородные по структуре породы постоянно обладают гнейсовидной текстурой, от едва заметной до типично гнейсовой, обусловленной плоскопараллельным расположением темноцветных минералов. Для них характерны очень незначительные количества калиевого полевого шпата (обычно не более 5–6 %) при достаточно высоких, соответствующих гранитам, содержаниях кварца. Почти весь калий в этих гранитоидах, обладающих пониженной общей щелочностью, содержится в биотите, количество которого колеблется от 6 до 14 %. Такой минеральный парагенезис и своеобразие химизма позволяют отнести эти породы к габброплагиогранитному ряду (рис. 2, см. таблицу).

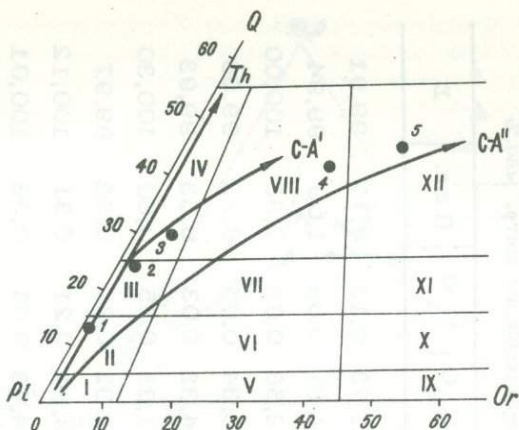
Вторая группа пород представлена гранитами, которые по мере диффе-

Р и с. 2. Минеральный состав пород тоналит-гранитного комплекса на диаграмме $Pl - Q - Or$.

Номера точек соответствуют средним составам пород Юго-Западного Приморья: 1 - кварцевый диорит, 2, 3 - меланократовый (2) и лейкократовый (3) тоналит (плаггиогранодиорит), 4 - гранит, 5 - лейкогранит.

Поля составов, по А.А. Маракушеву и соавторам /1979/: I - диориты, II - кварцевые диориты, III - тоналиты, IV - трондьемиты и плаггиограниты, VII - адамеллиты, XII - граниты. Тренды

дифференциации по данным /Lameyre, Bowden, 1982/: Th - толеитовая, C-A - известково-щелочная низкокальциевая (C-A') и умереннокальциевая (C-A'')



ренциации приобретают все более лейкократовый состав и обогащаются кварцем и калишпатом (см. рис. 2). Поэтому с гранитами заключительной фазы, включая жильный комплекс, связан интенсивный калиевый и кремнекислый метасоматоз, наложенный на интрузивные породы более ранних фаз и приводящий к образованию калишпатизированных тоналитов и гранитов с порфиروбластическими структурами. В зонах метасоматоза дайковые и жильные тела гранитов часто содержат мусковит и гранат, что явно указывает на процессы кислотного выщелачивания, проявившиеся на заключительной стадии кристаллизации тоналит-гранитного комплекса.

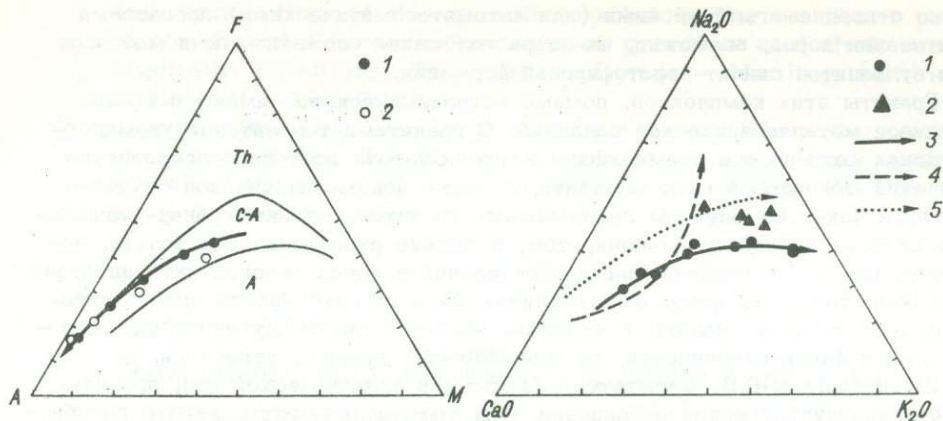
Следует заметить, что аналогичную дифференциацию с накоплением калиевых дериватов имеет большинство сининверсионных тоналит-гранитных комплексов, локализованных среди миогеосинклинальных терригенных отложений. Все они относятся к известковощелочной серии, что отчетливо видно на диаграммах AFM и $CaO-Na_2O-K_2O$ (рис. 3), а их генезис, вероятно, связан с палингенным плавлением вещества коры континентального типа в отличие от тоналит-плаггиогранитных интрузий толеитового ряда, связанных с дифференциацией базитовых магм в офиолитовых зонах /Barker, Arth, 1976/.

Характерными особенностями пород комплекса, получившего название гранофировых гранитов, являются их сравнительно лейкократовый состав, весьма неоднородное, часто порфиридовидное строение и широкое развитие гранофировых микроструктур от небольших участков до сплошных микропегматитовых сростаний по всей массе породы. Однако основным критерием отличия их от гранитов вышеописанного комплекса служат особенности химизма пород, отраженные на диаграммах С.А. Коренбаума /1975/. Как видно из этих петрохимических диаграмм (рис. 4), комплекс гранофировых гранитов в отличие от гранитов тоналитового ряда и по сравнению со средними типами пород обладает крайне низкой известковистостью и резко пониженной калиево-стью за счет увеличения доли натрия для поздних и наиболее кислых дифференциатов. Такое значительное обогащение натрием гранофировых гранитов

Средние составы позднепермских гранитоидов восточной активизированной окраины Сино-Корейского щита, мас.%

№ п/п	Кол-во обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
1	7	59,58	0,80	17,37	1,46	5,28	0,10	3,42	5,98	3,30	1,73	0,12	0,77	99,91
2	9	63,84	0,53	16,24	1,31	4,25	0,09	2,25	4,66	3,49	2,10	0,09	1,09	99,94
3	5	68,15	0,39	15,58	1,45	2,48	0,09	1,19	3,33	3,86	2,55	0,08	0,85	100,00
4	7	71,76	0,24	14,62	0,75	2,06	0,09	0,65	2,08	3,79	3,34	0,05	0,53	99,96
5	8	75,31	0,13	13,25	0,72	1,12	0,07	0,23	0,72	3,49	4,33	0,03	0,53	99,93
6	4	62,37	0,87	15,90	1,24	4,72	0,14	3,37	5,35	3,51	1,98	0,25	0,60	100,30
7	7	67,37	0,59	14,97	1,28	2,72	0,06	1,39	3,51	4,50	2,82	0,24	0,52	99,97
8	6	72,06	0,24	14,15	0,74	1,82	0,07	0,52	1,87	4,19	3,94	0,21	0,31	100,12
9	2	75,08	0,08	13,79	0,68	1,08	0,02	0,16	0,82	3,46	4,48	0,03	0,33	100,01
10	7	66,57	0,62	14,97	1,95	3,75	0,12	1,34	2,38	4,76	2,02	0,10	1,35	99,93
11	10	71,73	0,27	13,68	1,19	2,23	0,08	0,86	1,54	4,39	3,26	0,06	0,71	100,00
12	14	73,47	0,19	13,73	0,90	1,55	0,06	0,29	0,82	4,67	3,56	0,03	0,67	99,94
13	6	72,07	0,20	13,56	1,33	1,91	0,06	0,96	1,50	4,56	3,19	0,10	0,50	99,94
14	2	73,46	0,24	14,28	0,81	2,02	0,10	0,42	1,06	3,88	3,39	0,06	0,25	99,97

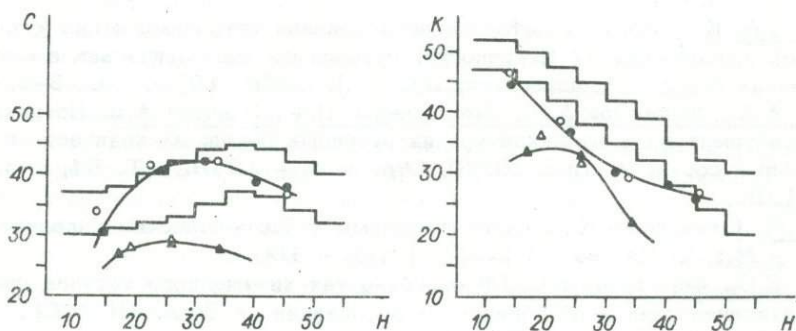
Примечание. 1-9 - тоналит-гранитный комплекс, 10-14 - комплекс гранофировых гранитов. 1-5, 10-12 - Юго-Западное Приморье; 6-9, 13, 14 - восток Хэйлуунцзянской и Гиринской провинций КНР. 1, 6 - кварцевые диориты; 2 - меланократовые тоналиты; 3 - лейкократовые тоналиты (плагиогранодиориты); 7 - тоналиты, 4, 8 - граниты; 5, 9 - лейкограниты; 10 - гранодиориты; 11, 13 - граниты; 12, 14 - гранофировые граниты.



Р и с. 3. Химический состав пород тоналит-гранитного комплекса на диаграммах AFM (а) и CaO - Na₂O - K₂O (б).

а: стрелка показывает направление дифференциации комплекса, точки соответствуют составам пород Юго-Западного Приморья (1) и Хэйлунцзянской и Гиринской провинций КНР (2) в табл. 1. Поля составов даны по /Kuno, 1968/.

б: 1 - составы пород тоналит-гранитного комплекса, 2 - составы гранофировых гранитов Юго-Западного Приморья (а) и Хэйлунцзянской и Гиринской провинций КНР (б) в табл. 1. 3-5 - тренды: направления дифференциации соответственно тоналит-гранитного комплекса Юго-Западного Приморья (3) и тоналит-грандземитового комплекса Юго-Западной Финляндии /Arth et al., 1978/ (4), 5 - эволюции спилит-кератофировой формации Юго-Западного Приморья /Вулканические пояса... , 1984/.



Р и с. 4. Вариационные кривые зависимости кальциевости С ($Ca/(Mg+Fe+Ca)$), и калиевости К ($K/(Na+K)$) от основности Н ($(Mg+Fe+Ca)/(Al+Mg+Fe+Ca)$) пород интрузивных комплексов.

Ломаная линия ограничивает поле средних составов пород, по С.А. Ко-ренбауму /1975/. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.

связано с позднемагматическими (или автометасоматическими) процессами альбитизации пород, возможно, из-за расположения сложенных ими массивов среди вулканитов спилит-кератофировой формации.

Граниты этих комплексов, помимо петрохимического, имеют и вполне отчетливое металлогеническое различие. С гранитами тоналитового комплекса в зонах калиевого и кремнекислого метасоматоза постоянно ассоциируют проявления шеелитовой минерализации, а также полиметаллическое оруденение, тогда как с комплексом гранофировых гранитов связаны гранат-магнетитовые скарны, иногда с халькопиритом, и мелкие рудопоявления золота, локализованные среди вулканогенных образований в зонах экзоконтакта интрузий.

Кроме того, эти комплексы различаются и по глубинности кристаллизации. И если тоналит-гранитный комплекс является чисто плутоническим мезоабиссальной фации глубинности, то гранофировые граниты относятся, по Д.С. Штейнбергу и Г.В. Ферштатеру /1968/, к вулканической или, правильнее, вулканоплутонической ассоциации. Они кристаллизовались явно в гипабиссальных условиях и, вероятно, могут рассматриваться как комагматы верхнепермских кислых эффузивов, с которыми всегда тесно ассоциируют в пространстве и имеют достаточно близкий химический состав (см. рис. 3, 6).

Предложенное с применением формационного анализа расчленение гранитоидов Туман-Суифунской складчатой области на два самостоятельных интрузивных комплекса может послужить основой для дальнейших исследований и корреляции магматических образований на остальной территории этого региона.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

- Вулканические пояса Востока Азии. - М.: Наука, 1984. - 504 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. - М.: Недра, 1966. - 516 с.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. - М.: ИЛ, 1959. - 266 с.
- Копылков В.Р., Шауб Ю.Б. Некоторые результаты опытных магнито-теллурических зондирований в Приморье // Геология и геофизика. - 1973. - № 1. - С. 110-115.
- Коренбаум С.А. К вопросу о методике исследования петрохимических особенностей гранитоидов // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. - С. 3-6.
- Маракушев А.А., Феногенов А.Н., Емельяненко П.Ф., Ракчев А.Д. Петрохимическая систематика и номенклатура интрузивных пород, их количественный минеральный состав // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1979. - Т. 54, вып. 1. - С. 96-109.
- Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. - 160 с.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.В. Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. - 1968. - Т. 182, № 4. - С. 918-921.
- Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic-liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites // Geology. - 1976. - N 4. - P. 595-600.
- Chen Guoda. On the tectonics of China // Global Tectonics and Metallogeny. - 1981. - V. 1, N 3. - P. 276-285.
- Li Zhitong, Zhao Chunjing. On the regularity of the tempo-

tial distribution of the granitic rocks in the northern part of Northeast China // *Geology of granites and their metallogenic relations: Proc. Inter. Symp. - Nanjing (China), 1982. - P. 195-209.*

Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing et al. Formation and evolution of the Tancheng - Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // *Tectonophysics. - 1987. - V. 134, N 4. - P. 273-310.*

П.П. Лычагин

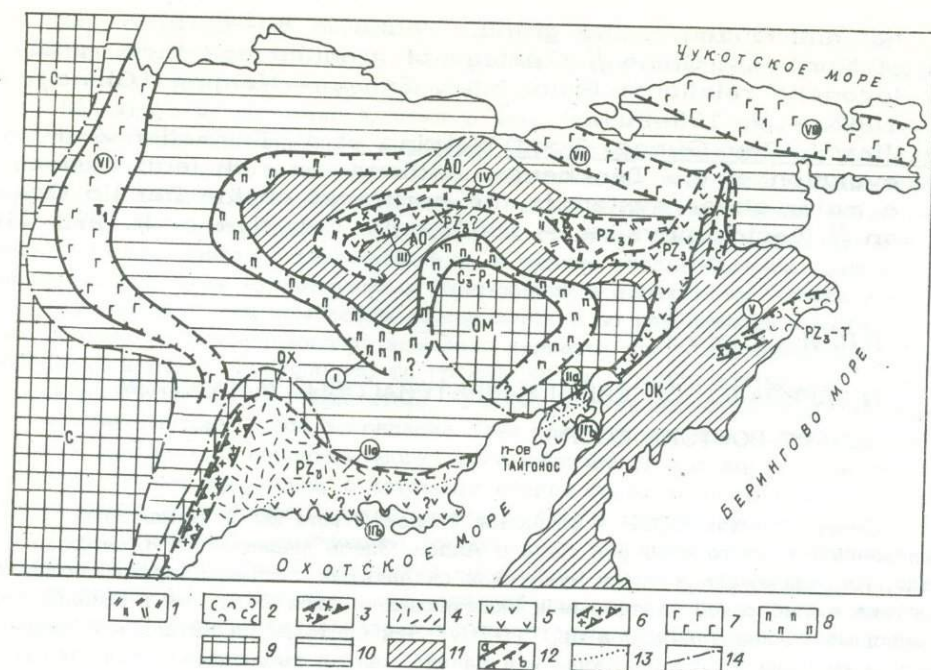
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ И РАННЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Северо-Восток СССР - обширная (более 2 млн км²) территория, расположенная к востоку от рек Лена и Алдан. Здесь выделяются Яно-Колымская, Алазейско-Олойская и Чукотская складчатые системы, примыкающие с востока к Сибирской платформе и включающие в себя Охотский и Омолонский срединные массивы /Шило и др., 1976/. Эти системы развивались с позднего докембрия и до конца юры или начала мела в геодинамической обстановке окраинного моря на коре континентального (Яно-Колымская и Чукотская системы) и субокеанического (Алазейско-Олойская) типов. С востока с ними граничат кайнозойские Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская складчатые системы, формировавшиеся, по-видимому, на месте океана (рис. 1).

Магматическая деятельность на территории Северо-Востока СССР в течение позднего палеозоя и раннего триаса активизировалась дважды: в позднем карбоне - ранней перми и в конце раннего триаса. Формации изверженных пород названных периодов активизации с учетом геодинамических обстановок их образования могут быть подразделены следующим образом (схему их корреляции см. на рис. 2):

поздний палеозой (преимущественно поздний карбон - ранняя пермь): контрастные толеитовые базальт-риолитовая (зона IV на рис. 1 и 2) и риолит-базальтовая (в зоне V) обстановки окраинного моря и океана соответственно. В обоих случаях с ними ассоциированы интрузивы габбротоналит-плагиигранитной формации и альпинотипные ультрамафиты (офиолиты); трахиандезит-трахириолитовая, монцодиорит-кварцевомонцонитовая (подзона II а) и андезитобазальтовая (подзона II б) формации, формировавшиеся в обстановке островной дуги. /Некрасов, 1976; Обручев, 1938/; трахибазальтовая и субщелочная пикрит-габбродиабазовая (зона I) формации, образованные в рифтоподобных структурах на границе блоков с корой континентального и субокеанического типов;

ранний триас: толеитовые габбродиабазовая и базальтовая формации, образованные в рифтоподобных структурах окраинных морей на коре континентального типа.



Р и с. 1. Схема распространения позднепалеозойских и раннетриасовых магматических образований на Северо-Востоке СССР.

1-8 - магматические формации: 1 - натриевая базальт-риолитовая, 2 - натриевая риолит-базальтовая, 3 - габброаналит-плагиогранитная, 4 - трахиандезит-трахириолитовая, 5 - андезитобазальтовая, 6 - монцодиорит-кварцевомонцитовая, 7 - габбродиабазовая, 8 - пикрит-габбродиабазовая; 9-11 - тектонические элементы: 9 - Сибирская платформа (С), Омолонский (ОМ) и Охотский (ОХ) срединные массивы, 10 - Яно-Колымская и Чукотская складчатые системы, 11 - Алазейско-Олойская (АО), Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская (ОК) складчатые системы; 12 - границы магматических зон (а - достоверные, б - предполагаемые); 13 - границы подзон; 14 - границы тектонических элементов. Цифры в кружках - номера магматических зон (см. в тексте).

Изверженные породы названных формаций образовались в линейных структурах (зонах) различной протяженности, приуроченных к глубинным разломам. Нередко разломы ограничивали блоки земной коры различного строения. Структуры, контролировавшие магматизм, названы в настоящей работе магматическими зонами. Большинство этих тектономагматических структур долгоживущие; формирование в них ассоциаций изверженных пород происходило неоднократно на протяжении фанерозоя. Позднепалеозойский - раннетриасовый магматизм был только одним из эпизодов эволюции магматических зон. Лишь зоны VI - VIII функционировали только в раннем триасе.

В составе базальт-риолитовой формации (см. рис. 1, 2, зона IV) резко преобладают натриевые риолиты (см. таблицу, колонка 1), которым сопутствуют в небольшом количестве базальты и исландиты (см. таблицу, колонка 2). Присутствие последних свидетельствует о принадлежности эффузивов базальт-риолитовой формации к толентовой серии. Вулканизм сопровождался на-

коплением переменных количеств терригенных, редко кремнистых пород /Лычагин и др., 1977/. Их мощность вместе с вулканитами составляет 300-1600 м. Одновременно происходило внедрение небольших (до 20 км²) интрузий габбротоналит-плагиогранитной формации, в составе которых главная роль принадлежит средне- и крупнозернистым серым плагиогранитам, подчиненная - плагиогранит-порфирам, трондьемитам, тоналитам и ничтожная - габброидам ранних фаз внедрения. Обычно plutонические породы сильно катаклазированы. Состав их отличается высоким отношением натрия к калию (см. таблицу, колонки 3, 4). Радиологический возраст плагиогранитоидов зоны IV, определенный изохронным рубидий-стронциевым методом, составляет 311±55 млн лет /Зайшев и др., 1982/. К этому же времени относится образование тел альпийотипных ультрамафитов /Лычагин, 1985/.

В магматической зоне V (см. рис. 1) позднепалеозойская формация натриевых базальтов - риолитов представлена преимущественно базальтами (см. таблицу, колонка 5) и значительно меньше - натриевыми риолитами. Эффузивы ассоциированы с кремнистыми и терригенными породами, слагаая с ними осадочно-вулканогенные толщи мощностью 2000-5000 м /Колясников, 1982/. Предполагается, что вулканитам комагматичны некоторые офиолитовые (?) тела плагиогранитов и габброидов, фрагменты которых часто включены в виде гигантских глыб в зоны серпентинитовых меланжей и олистостромы. Будучи сильно катаклазированными, они практически неотличимы от развитых здесь же позднеюрских - раннемеловых плагиогранитоидов.

Трахиандезит-трахириолитовая, монцодиорит-кварцевомонцитовая и андезитобазальтовая формации развивались в относительно неширокой зоне протяженностью свыше 2000 км, ограничивающей с юго-востока область распространения окраинных морей от океана (см. рис. 1, зона II). Подзона Пб этой зоны, известная под названием "тайгоноская" /Белый, 1977; Некрасов, 1976/, на протяжении позднего палеозоя и почти всего мезозоя характеризовалась андезитовым вулканизмом /Белый, 1977/, продукты которого выделены в настоящей работе как андезитобазальтовая формация. Трахириолитовый и гранитоидный магматизм имел место одновременно с андезитовым в подзоне Па, примыкающей к подзоне Пб с северо-запада (см. рис. 1), со стороны континента (трахириолит-трахиандезитовая и монцодиорит-кварцевомонцитовая формации). Аналогичная зональность проявилась и в середине мела, во время формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса /Белый, 1977/. Еще одна зона андезитового вулканизма средне-позднекаменноугольного возраста предположительно выделяется и в Алазейско-Олейской системе (зона III) /Лычагин, 1983/.

Выходы изверженных пород зоны II фрагментарны и изучены слабо. Позднепалеозойские эффузивы андезитобазальтовой формации (подзона Пб) достоверно известны лишь на п-ове Тайгонос. По данным Н.Б. Заборовской /1978/, они представлены здесь преимущественно натриевыми высокоглиноземистыми базальтами (см. табл. 1, колонка 6), реже андезитобазальтами, андезитами и их грубообломочными туфами; общая мощность свыше 2000 м. Эти образования условно датированы пермью. Близкий химический состав имеют и высокоглиноземистые базальты зоны III /Лычагин, 1983/.

Выходы вулканических образований трахиандезит-трахириолитовой формации подзоны Па известны на Охотском массиве и Тайгоносском полуострове (см. рис. 1). На остальных участках этой подзоны они перекрыты более молодыми отложениями или водами Охотского моря. Их присутствие предположительно устанавливается по постоянной встречаемости в терригенных породах верхней перми, выходящих в непосредственной близости от скрытых участков подзоны Па, обломков кислых, средних вулканитов и гранитоидов.

Средний химический состав главных разновидностей позднепалеозойских -

Оксид	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	<u>74,05</u> 2,08	<u>61,06</u> 2,5	<u>72,97</u> 2,7	<u>60,46</u> 3,8	<u>49,25</u> 1,8	<u>52,29</u> 2,5	<u>74,96</u> 1,0
TiO ₂	<u>0,44</u> 0,2	<u>1,14</u> 0,3	<u>0,37</u> 0,1	<u>0,89</u> 0,5	<u>1,39</u> 0,6	<u>1,65</u> 0,7	<u>0,26</u> 0,1
Al ₂ O ₃	<u>13,50</u> 0,4	<u>15,30</u> 0,9	<u>13,64</u> 1,0	<u>16,91</u> 2,2	<u>14,92</u> 1,7	<u>18,10</u> 1,4	<u>12,26</u> 0,7
Fe ₂ O ₃	He опр.	<u>5,37</u> 2,7		He опр.		<u>5,84</u> 1,9	<u>1,54</u> 0,4
FeO	<u>3,23</u> 1,6	<u>3,36</u> 2,6	<u>3,54</u> 1,0	<u>8,34</u> 1,5	<u>13,46</u> 1,9	<u>5,91</u> 2,0	<u>1,17</u> 0,1
MgO	<u>0,97</u> 0,4	<u>2,66</u> 0,8	<u>1,12</u> 0,4	<u>2,72</u> 0,9	<u>7,07</u> 1,5	<u>4,54</u> 1,1	<u>0,15</u> 0,2
CaO	<u>1,44</u> 0,8	<u>4,31</u> 1,6	<u>2,85</u> 1,4	<u>4,88</u> 2,2	<u>10,59</u> 1,1	<u>6,02</u> 1,2	<u>1,40</u> 0,1
Na ₂ O	<u>5,26</u> 0,9	<u>5,57</u> 1,3	<u>4,38</u> 0,5	<u>4,47</u> 1,1	<u>3,14</u> 0,9	<u>4,59</u> 1,1	<u>4,10</u> 1,2
K ₂ O	<u>0,96</u> 0,6	<u>0,71</u> 0,4	<u>1,06</u> 0,7	<u>1,17</u> 0,7	<u>0,27</u> 0,2	<u>0,80</u> 0,9	<u>4,15</u> 1,5
P ₂ O ₅	<u>0,17</u> 0,1	<u>0,21</u> 0,2	<u>0,14</u> 0,1	<u>0,23</u> 0,1	He опр.	<u>0,26</u> 0,1	He
n	10	8	10	6	8	4	4

Примечание. Формации и породы: 1, 2 - натриевая базальт-риолитовая (1 - натриевый риолит, 2 - исландит); 3, 4 - габбротоналит-плагиогранитная (3 - плагиогранит, 4 - тоналит); 5 - риолит-базальтовая (базальт); 6 - андезитобазальтовая (высокоглиноземистый базальт); 7, 8 - трахиандезит-трахириолитовая (7 - трахириолит, 8 - трахиандезит); 9, 10 - монцодиорит-кварцевомонцитонитовая (9 - кварцевый монцитонит, 10 - монцодиорит); 11 - трахибазальтовая (трахибазальт); 12, 13 - пикрит-габбродиабазовая (12 - габбродиабаз, 13 - пикрит); 14, 15 - габбродиабазовая (габбродиабазы зон VI - VIII соответственно).

При расчете средних использованы материалы работ Г.А. Гринберга и соавторов /1970/, В.С. Дегтярева /1975/, Н.В. Заборовской /1978/, Ю.П. Ивенсена и соавторов /1975/, Ю.А. Колясникова /1983/, П.П. Лычагина и В.Б. Ликмана /1988/ и др. Составы пород пересчитаны на "сухой" остаток. Общее железо приведено в форме FeO. В числителе дано среднее содержание оксида, в знаменателе - среднеквадратическое отклонение; n - число анализов.

раннетриасовых изверженных пород Северо-Востока СССР, мас. %

8	9	10	11	12	13	14	15
<u>60,90</u> 3,1	<u>65,53</u> 1,9	58,50	<u>50,27</u> 2,3	<u>47,98</u> 2,4	<u>43,35</u> 0,6	<u>49,42</u> 1,1	<u>50,11</u> 1,5
<u>0,81</u> 0,2	<u>0,40</u> 0,1	0,62	<u>2,36</u> 0,9	<u>2,91</u> 0,8	<u>0,82</u> 0,1	<u>1,12</u> 0,2	<u>1,83</u> 0,8
<u>16,56</u> 2,4	<u>15,86</u> 0,5	18,00	<u>16,38</u> 1,2	<u>15,69</u> 1,3	<u>7,92</u> 1,2	<u>15,88</u> 1,4	<u>14,72</u> 1,4
<u>2,15</u> 0,5	<u>1,56</u> 0,4	3,05	<u>10,31</u> 1,7	<u>12,13</u> 1,9	<u>14,59</u> 0,5	<u>3,50</u> 1,3	<u>2,76</u> 0,7
<u>5,37</u> 1,5	<u>3,23</u> 0,5	3,70				<u>9,25</u> 0,8	<u>10,39</u> 1,8
<u>3,57</u> 1,8	<u>1,46</u> 0,5	2,59	<u>5,95</u> 1,7	<u>6,79</u> 1,3	<u>28,08</u> 1,7	<u>7,49</u> 0,9	<u>6,93</u> 0,9
<u>2,07</u> 0,7	<u>3,83</u> 0,9	6,63	<u>9,34</u> 1,2	<u>9,65</u> 1,6	<u>3,59</u> 0,3	<u>10,52</u> 0,7	<u>9,70</u> 1,6
<u>3,94</u> 2,7	<u>3,94</u> 0,6	4,27	<u>4,06</u> 1,0	<u>3,58</u> 1,1	<u>0,54</u> 0,1	<u>2,10</u> 0,3	<u>2,47</u> 0,5
<u>4,64</u> 4,0	<u>4,03</u> 0,2	2,41	<u>1,10</u> 0,9	<u>0,79</u> 0,5	<u>0,94</u> 0,2	<u>0,61</u> 0,3	<u>0,88</u> 0,5
опр.	<u>0,16</u> 0,1	0,23	<u>0,43</u> 0,1	<u>0,48</u> 0,2	<u>0,16</u> 0,1	<u>0,11</u> 0,1	<u>0,22</u> 0,1
6	5	3	18	16	3	28	24

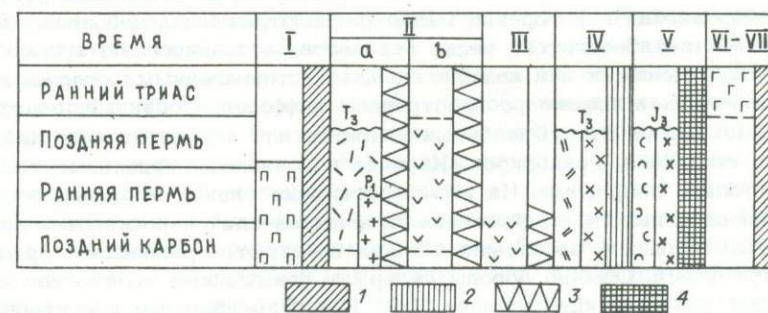


Рис. 2. Схема корреляции позднепалеозойских и раннетриасовых магматических формаций на Северо-Востоке СССР и геодинамические обстановки их формирования.

1-4 - геодинамические обстановки: 1, 2 - окраинного моря, соответственно на континентальной (1) и субокеанической (2) коре, 3 - островных дуг, 4 - океана. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

На Охотском массиве вулканические образования верхнего палеозоя представлены потоками, покровами и, по-видимому, субвулканическими телами риолитов, трахириолитов?, трахиандезитов?, дацитов, а также их туфами, переслаивающимися с палеонтологически датированными среднекаменноугольными пермскими песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами. Мощность осадочновулканогенной толщи 3000–4000 м /Коростелева, 1982; Чиков, 1970/. На Тайгоносском полуострове к позднепалеозойским образованиям подзоны IIIa предположительно отнесены метаморфизованные трахириолиты и трахиандезиты верхнепыльгинской толщи /Заборова, 1978/.

Известные интрузивы пород позднепалеозойской монцодиорит–кварцево-монцитовой формации развиты вдоль западной окраины Охотского массива (см. рис. 1). По данным Г.А. Гринберга и соавторов /1970/, это довольно крупные (до 400 км²) массивы, образованные преимущественно кварцевыми монцодиоритами. Перечисленные образования пересечены мелкими телами гранитов. Данные интрузивы прорывают архейские метаморфические и нижнекаменноугольные осадочные образования и с размывом перекрываются конгломератами нижней перми /Коростелев, 1982; Чиков, 1970/. Последние в изобилии содержат обломки гранитоидов, подобных рассматриваемым. По данным Г.А. Гринберга и соавторов /1970/, главная роль в составе интрузивных тел принадлежит кварцевым монцитам – серым средне- и крупнозернистым, иногда порфиридовидным, биотит–роговообманковым породам, характеризующимся относительно высоким содержанием щелочных оксидов и некоторым преобладанием калия над натрием (см. таблицу, колонка 9). По особенностям минерального состава к ним близки роговообманково–биотитовые граниты, отличающиеся более высоким содержанием кварца. Кварцевые монцодиориты – серые среднезернистые, нередко порфиридовидные, роговообманковые (иногда с клинопироксеном) породы. Их химизм проиллюстрирован в таблице (см. колонку 10).

Позднепалеозойские магматические породы трахибазальтовой и субщелочной пикрит–габбродиабазовой формации распространены в зоне I (см. рис. 1, 2). В подавляющем большинстве случаев они имеют позднекаменноугольный – раннепермский возраст. Тела изверженных пород этой формации группируются в протяженный (более 1200 км) пояс, маркирующий границу окраинных морей на коре континентального и субокеанического типов. По данным П.П. Лычагина и В.Б. Ликмана /1988/, этот пояс состоит из отдельных роев силлов и даек габбродиабазов и гораздо менее распространенных небольших вулканических полей трахибазальтов, редко базальтов, ассоциированных с морскими кремнистотерригенными или континентальными терригенными отложениями. На отдельных участках широко распространены дифференцированные залежи, сложенные рядом пород от субщелочных пикритов или перидотитов до лейкогаббродитов и, возможно, гранофиров. Изредка встречаются отдельные тела, образованные только пикритами. На всем протяжении пояса основные породы весьма однообразны. Им свойственна плагиоклаз–клинопироксеновая ассоциация минералов; лишь в расслоенных телах появляются разнокости с ортопироксеном и амфиболами. Обычно породы содержат повышенные количества щелочных оксидов (см. таблицу, колонки 11, 12). Для пикритов характерны обильные вкрапленники оливина, погруженные в серпентинизированное стекло. И в пикритах, и в перидотитах содержатся также пироксены и единичные пластинки флогопита.

Ранне триасовые базиты зон VI – VIII (см. рис. 1) представлены почти исключительно габбродиабазами и очень редко базальтами /Дегтярев, 1975; Ивенсен и др., 1975/. Тела этих пород (преимущественно силлы) группируются в протяженные (до 800 км) пояса. Их концентрация на отдельных

участках поясов значительна. Породам свойствен плагиоклаз-клинопироксеновый парагенез. Однообразие их химизма в каждом поясе нарушается в основном вариациями отношения железа к магнию. Габбродиабазы характеризуются невысоким содержанием щелочных оксидов и резким преобладанием натрия над калием при повышенных концентрациях титана (см. таблицу, колонки 14, 15). По составу они сопоставимы с траппами Сибирской платформы, однако их локализация в складчатых толщах не позволяет признать полной аналогии сравниваемых образований.

Выводы

1. В конце палеозоя и в начале мезозоя на территории Северо-Востока СССР проявилось два периода активизации магматизма: в позднем карбоне - ранней перми и в конце раннего триаса. Первый период сравнительно со вторым характеризовался неизмеримо большей магматической активностью. В течение первого периода наряду с ассоциациями изверженных пород, свидетельствующими о преобладании в регионе растягивающих напряжений (рифтогенная пикрит-габбродиабазовая, контрастные базальт-риолитовая и риолит-базальтовая), формировались индекс-формации сжатия (трахиандезит-трахириолитовая, андезитобазальтовая). Единственная раннетриасовая магматическая формация (габбродиабазовая) свидетельствует о режиме растяжения. Режим преобладающего растяжения на Северо-Востоке коррелируется с трапповым магматизмом Сибирской платформы и расколом Гондваны.

2. Особенности магматизма позволяют подразделить позднепалеозойские континентальные окраины на Северо-Востоке СССР на два типа. Первому свойствен островодужный магматизм, развивающийся вдоль границы древнего Азиатского континента и океана (зона II). Такой магматизм характерен для активных континентальных окраин. С другой стороны, рифтогенный ультрамафит-базитовый магматизм на границе участков с корой континентального и субокеанического типов свидетельствует о пассивном характере этой окраины (граница современных Яно-Колымской и Алазейско-Олойской складчатых систем, см. зону I на рис. 1).

3. В размещении позднепалеозойских - раннетриасовых ассоциаций разного состава и возраста наблюдается зональность по крайней мере двух порядков. Зональность первого порядка проявлена относительно Тихого океана латеральным рядом формаций от океанических через островодужные до рифтогенных континентальных. Зональность второго порядка имеет место относительно окраинного моря с субокеаническим типом коры (современная Алазейско-Олойская складчатая система). В этой системе развита контрастная натриевая базальт-риолитовая формация, с которой пространственно ассоциированы альпинотипные ультрамафиты. На некотором удалении от центра этой системы наряду с габбродиабазами и базальтами распространены ультрамафиты (пикриты, см. зону I на рис. 1), отсутствующие на еще большем расстоянии (зоны VI - VIII). В зоне I базитовый магматизм имеет более древний возраст (поздний карбон - ранняя пермь), чем в зонах VI - VIII (ранний триас).

С п и с о к л и т е р а т у р ы

Белый В.Ф. К геодинамике зон андезитового вулканизма // Вулканизм и геодинамика. - М.: Наука, 1977. - С. 43-53.

- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. - М.: Наука, 1970. - 216 с.
- Дегтярев В.С. Петрохимические особенности амгуэмо-анойской диабазовой формации Чукотской складчатой области // Магматизм северо-востока Азии. - Магадан, 1975. - С. 160-175.
- Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. - М.: Наука, 1978. - 199 с.
- Зайцев В.И., Ненашев Н.И., Косенко Н.П., Тыллар В.И. Предварительные данные о возрасте гранитоидов тоналит-плагиогранитного комплекса Алазейского поднятия // Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР. - Якутск, 1982. - С. 25-28.
- Ивсенен Ю.П., Амузинский В.А., Невоиса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 322 с.
- Коясников Ю.А. Вулканогенно-кремнистые образования Корякского нагорья // Вулканология и сейсмология. - 1982. - № 1. - С. 36-51.
- Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - 217 с.
- Лычагин П.П. Андезитовый вулканизм Алазейского плоскогорья // Вулканология и сейсмология. - 1983. - № 4. - С. 53-61.
- Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоидах Северо-Востока СССР // Тихоокеанская геология. - 1985. - № 5. - С. 33-41.
- Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. - Магадан, 1977. - С. 18-55.
- Лычагин П.П., Ликман В.Б. Позднепалеозойский пояс базитового магматизма на Северо-Востоке СССР // Ассоциации изверженных пород Северо-Востока СССР. - Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. - С. 23-33.
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. - М.: Наука, 1976. - 159 с.
- Обручев С.В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии // Академику В.А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. - Т. 1. - С. 255-308.
- Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970. - 198 с.
- Шишо Н.А., Бабкин П.П., Белый В.Ф. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока Советской Азии // Тектоника и структурная геология. Планетология. - М.: Наука, 1976. - С. 149-155.

В а н Д э з и, Л ю Ш а н ь с и

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ГЕРЦИНСКИХ-ИНДОСИНИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ
ЮГО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

В Юго-Восточном Китае широко распространены полициклические гранитоиды, для которых установлена тесная связь во времени и в пространстве

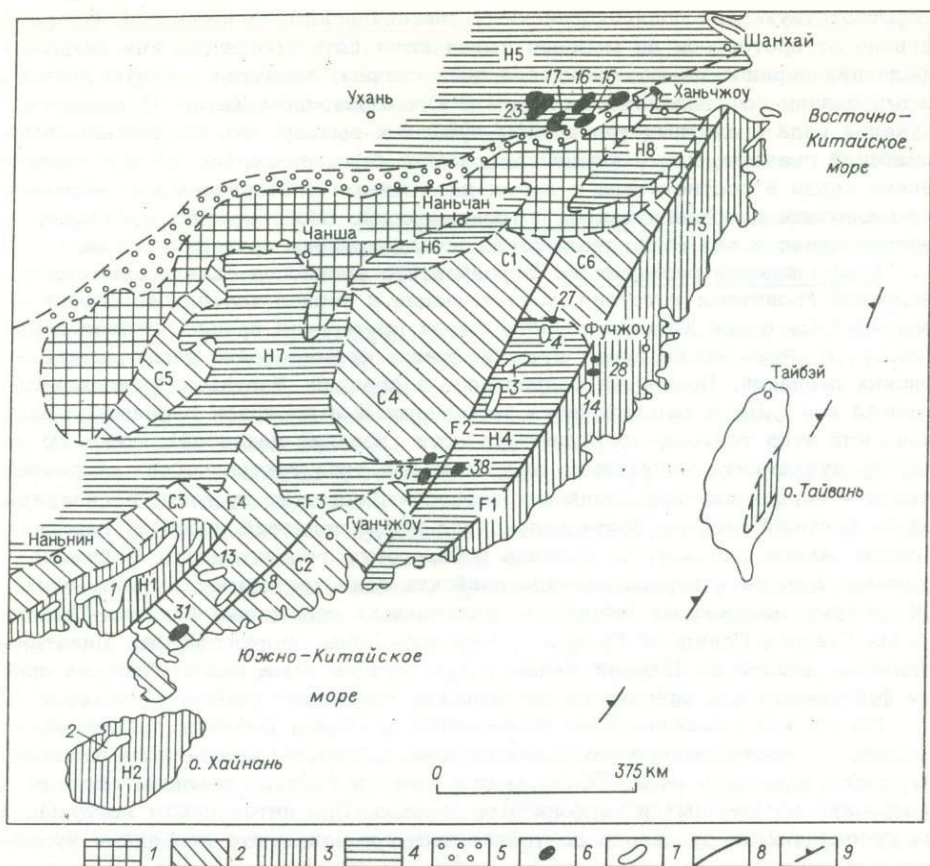
с соответствующими полициклическими тектоническими движениями. В этом регионе от протерозоя до мезозоя выделяются пять орогенических циклов. Среди них герцинский-индосинийский цикл сыграл, вероятно, важную роль в формировании современной структуры в Юго-Восточном Китае. В процессе изучения ряда гранитных тел авторы пришли к выводу, что герцинские-индосинийские граниты, как и яньшанские, могут быть разделены на две генетические серии в соответствии с двумя различными тектоническими режимами. Определяющие петрологические, петрохимические особенности гранитоидов, распределение в них РЗЭ, изотопный состав стронция приведены ниже.

Геологическое размещение. В результате процессов складкообразования, внедрения гранитных интрузий, мигматизации в период каледонского орогенеза крупные блоки Юго-Восточного Китая претерпели процесс складкообразования, а затем воздымания, что обусловило формирование ряда посткаледонских поднятий. Последние соединились в древний Яннаньский геоантиклинальный пояс. На остальной части территории был проявлен герцинский-индосинийский этап тектонической деятельности (поздний палеозой). Здесь по характеру фундамента могут быть выделены два типа тектонических обстановок. Первая - герцинская-индосинийская эвгеосинклиальная система, расположенная на внешней стороне посткаледонского пояса поднятий, включая геосинклинали залива Цинчжоу, о. Хайнань и береговую геосинклиаль Жейчжанг-Фуджань. Вторая - герцинско-индосинийская зона тектонических депрессий или система наложенных бассейнов, включающая депрессии Фуджань-Гуандонг, Хунань-Гуандси-Северный Гуандонг, Пинсянь-Лепин, депрессию рек Циантань-Синчжань, депрессию Нижней Янцзы и т.д. Эта система развивалась на древнем фундаменте как реакция на каледонские орогенические движения (рис. 1).

Герцинская-индосинийская геосинклиаль залива Цинчжоу расположена к западу от посткаледонского поднятия Юнкай. Позднепалеозойские отложения имеют мощность около 5000 м или более и состоят главным образом из морских обломочных и карбонатных осадков. При интенсивном погружении дна геосинклинали от девона до триаса часто имели место подводные вулканические излияния; вулканогенно-экструзивные породы постепенно меняли свой состав от базитового до кислого. Орогенные движения конца триаса, названные движениями Донгву, стали причиной повторного складкообразования в регионе и привели к его приращению к соседнему континенту. В это время в ядре структуры был сформирован огромный гранитный пояс Даронгшань, обнажающийся на площади свыше 7000 км². Калий-аргоновые датировки 36 образцов дают возраст 213-276 млн лет.

В геосинклинали о. Хайнань сформировалась флишевая толща Шилу общей мощностью более 5000 м; она подверглась низкотемпературному региональному метаморфизму и переслаивается с небольшим количеством метаморфизованных морских толеитовых базальтов. Надежные палеонтологические данные позволяют датировать всю толщу как раннекаменноугольную. Позднегерцинские движения выразились в складкообразовании, сопровождавшемся формированием батолита Жансян в результате гранитизации. Его возраст 205-249 млн лет (K - Ar и Rb - Sr определения).

Геосинклиаль Жейчжанг - Фуйчжан расположена к востоку от глубинного разлома Женге - Дапу. Эта территория в значительной мере перекрыта мезозойскими вулканогенными породами. Однако в провинции Фуджань, около д. Шайси (округ Фудинг), обнаружено изолированное обнажение площадью 8 км² ("окно") герцинских пород. Последние представлены флишевой формацией с кремнистыми прослоями, видимая ее мощность - несколько тысяч метров. Возраст по палеонтологическим данным - средний карбон. Тот же тек-



Р и с. 1. Распределение герцинско-индосинийских гранитоидов в Юго-Восточном Китае.

1 - геосинклинальный пояс Донган-Суйфенгиан; 2 - каледонский геосинклинальный пояс (послекаледонские поднятия: C_1 - Вуйшань, C_2 - Юнкай-дашань, C_3 - юго-восточное Гуанси, C_4 - южное Джианси, C_5 - западный Хунань, C_6 - северный Фуджань); 3 - герцинские-индосинийские геосинклинальные пояса (H_1 - залив Цинжу, H_2 - о. Хайнань, H_3 - береговой Жейджан-Фуджань); 4 - герцинские-индосинийские зоны депрессий (H_4 - депрессия Юго-Западный Фуджань - Северный Гуандонг, H_5 - депрессия Нижней Янцзы, H_6 - Пинсянь-Липин, H_7 - Хунань-Гуанси - Северный Гуандонг, H_8 - р. Циантань - р. Синчжань); 5 - каледонская миогеосинклиналь Сишун - Юаңшуй; 6 - серии герцинских-индосинийских гранитоидов - продуктов смешения магм; 7 - серии герцинских-индосинийских гранитоидов - продуктов гранитизации; 8 - глубинные разломы (Γ_1 - Женхэ-Дапу, Γ_2 - Шаоу-Хейянь, Γ_3 - Сихун-Вучуан, Γ_4 - Вуноу-Бейхай); 9 - герцинско-индосинийская зона субдукции.

тонический режим мог наблюдаться и далее на северо-восток, через Восточно-Китайское море, в направлении Японии. Несогласие между раннеюрскими и позднетриасовыми толщами — это хорошее свидетельство индосинийских движений в регионе, которые приводили к внедрению индосинийских гранитов, таких как гнейсограниты Гуянган с калий-аргоновым возрастом 210 млн лет. Постепенные переходы между гранитами и вмещающими их позднекаменноугольными хлорит-слюдяными сланцами указывают на то, что граниты — продукт синтетонической мигматитизации.

В отношении депрессии Фуджан — Северный Гуандонг можно сказать, что она заложена на каледонском складчатом основании большой мощности — около 24000 м. Герцинско-индосинийская тектоническая пластина толщиной 6000 м перекрывает каледонское основание западнее Фуджана. Установлено, что раннекаменноугольная формация Линди переслаивается с большим количеством вулканических пород, представленных в основном андезит-риолитовыми лавами и пирокластами. В единой тектонической структуре выделяются две генетические серии гранитоидов. Первая — продукт смешения магм, она представлена главным образом телами гранодиоритов, размещение которых контролируется пограничной системой глубинных разломов. Другая серия — продукт гранитизации, она локализуется в восточной части депрессии.

Депрессия Нижней Янцзы пространственно локализована в северной части Яньнаньской геосинклинали. В этом регионе осадочные породы, сформировавшиеся в депрессии в промежутке времени от раннего до позднего палеозоя, имеют миогеосинклинальную природу. Каледонские движения были очень слабыми, но в индосинийское время — довольно интенсивными. Тела индосинийских гранодиоритов, таких как Тайпинг, Джингдэ, Лянгсяо, Маолин, Юнли и т.д. распределены вдоль южного фланга, протягиваясь на несколько сотен километров в субширотном направлении. Большинство из них — сложные полигенные плутоны.

Итак, можно отметить, что герцинские-индосинийские гранитоиды Юго-Восточного Китая, как и яньнаньские, могут быть подразделены на две различные генетические серии в соответствии с тектоническим расположением. Гранитоиды, являющиеся продуктами гранитизации (см. табл. 1, № 1-14), широко распространены либо в основании герцинско-индосинийских геосинклинальных складчатых поясов (например, массивы Даронгшань, Жансянь и Чэйифу), либо разбросаны вдоль поясов разломов внутри посткаледонских поднятий (массивы Напенг, Даваншань и Шиджао). Напротив, все гранитоиды — продукты смешения (синтексиса) приурочены к пограничным глубинным разломам вдоль бортов герцинских-индосинийских депрессий. Эти гранитоиды расположены в следующих районах: вдоль южного фланга депрессии Нижней Янцзы в связи с глубинным разломом Тайлин — Нингуо; по обоим бортам депрессии Фучжан — Северный Гуандонг юго-западного простирания, здесь они приурочены к глубинным разломам Женхэ — Дапу и Шаоу — Хейян; разбросаны вдоль других зон разломов.

Петрографическая характеристика. Гранитоиды — продукты синтексиса — представлены главным образом гранодиоритами и монцогранитами, обычно среднезернистыми равномернозернистыми, массивными. Плагноклаз — в основном андезин с 30-40 % Ан, он составляет до 2/3 общего объема породы. Калиевый полевой шпат часто представлен ортоклазом и микропертитом. В кристаллической структуре КПШ отношение Al/Si частично соответствует низкому индексу упорядоченности, варьирующему от 0,04 до 0,21. Позиции Al в T_1 калиевых полевых шпатов также более низкие ($t_1(0) = t_1(m) = 0,30-0,40$), что заставляет предполагать более высокие температуры кристаллизации. Фемические минералы — биотит и амфибол, но первый

значительно преобладает. Биотит богат Mg и беден Fe; величина $Mg/(Mg + Fe + Mn)$ превышает 39%. Добавим, что в биотите отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} обычно более высокое (0,36–0,51), а рассчитанные значения f_{O_2} и f_{H_2O} равны соответственно 10^{-14} и 1800 бар. Очевидно, биотит, присутствующий в гранитоидах (продуктах смешения), кристаллизовался в условиях высокой фугитивности кислорода [Sun Nai et al.; 1984].

Ассоциации пород в гранитах – продуктах гранитизации – варьируют по составу от богатых кварцем гранитов (нормативный $Q > 60\%$) через нормальные граниты к монцогранитам. Плаггиоклаз с $An < 30\%$ составляет от 1/2 до 1/3 объема породы. Калиевый полевой шпат обычно представлен средними до максимальных микроклинами с более высокими значениями Al/Si , характеризующимися концентрацией Al в позициях $T_1(t_1(0) = 0,57 - 0,99)$, указывающими, что порода кристаллизовалась при температурах порядка 650–850 °C, более низких, чем $T_{кр}$ гранитоидов – продуктов синтексиса.

Важная особенность рассматриваемого типа гранитоидов состоит в присутствии глиноземистых минералов, таких как кордиерит, силлиманит и гранат, в качестве аксессуарных. Кордиерит из гранитов Даронгшань имеет отношение $Fe/(Fe + Mg) = 0,34 - 0,47$. Гранат – часто альмандин с отношением $Fe/(Fe + Mg) = 0,68 - 0,79$ [Fang Qinglao, 1984; Wan Shaonian, 1984]. Железистый биотит и сидерофиллит характеризуются величиной $Mg/(Mg + Fe + Mn) < 39\%$ и отношением $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,03 - 0,02$. Все эти величины ниже, чем в гранитах – продуктах смешения. Оценки f_{O_2} и f_{H_2O} , рассчитанные по химическому составу биотита и равные соответственно 10^{-15} и 1100 бар, также ниже. Формирование гранитов – продуктов гранитизации при более низких значениях f_{O_2} привело к увеличению в них содержания ильменита. Например, граниты Даронгшань и Гуйанг содержат соответственно 19,9 и 8 г/т ильменита.

Петрохимическая характеристика. По данным статистической обработки результатов анализов 100 образцов, граниты – продукты гранитизации богаты кремнием, $SiO_2 > 70\%$ (табл. 1) и обычно пересыщены алюминием с $Al^I > 0 (Al^I = Al - Na - K - 2Ca \text{ ат.}\% \cdot 1000)$. Al^I варьирует от 10 до 180 с максимумом на гистограмме от 30 до 40. Граниты, образовавшиеся при гранитизации метапелитов, имеют более высокие значения Al^I , чем магматические граниты. Например, граниты этого типа в шлутонах Напенг, Шиджао и Гувангжанг имеют средние значения Al^I соответственно 100; 48 и 88.

Na/K (атомные) отношения в гранитах – продуктах гранитизации отчетливо более низкие, чем в продуктах синтексиса, обычно $Na/K < 1$. Их фигуративные точки на рис. 2 расположены выше линии $Na/K = 1$. В общем случае Na/K отношения имеют тенденцию к уменьшению с увеличением Al^I . Это показывает, что они относительно богаты и K_2O , и Al_2O_3 и, возможно, их субстратом были геосинклинальные пелитовые осадки.

На основе математической обработки данных по 67 образцам показано,

Т а б л и ц а 1. Химический состав двух генетических типов герцинских-индосинийских гранитов Юго-Восточного Китая, мас. %

Плутон	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Возраст, млн лет
1. Даронгшань	43	71,70	0,42	13,08	1,19	3,17	0,04	1,00	1,34	2,13	4,35	0,08	263 (Rb-Sr) 223 (Rb-Sr)
2. Жансянь	18	70,83	0,36	14,42	0,96	2,47	0,14	0,82	2,34	3,07	4,33	0,11	221 (K-Ar)
3. Чэйифу	6	72,57	0,28	13,61	1,08	1,49	0,03	0,59	0,87	2,60	5,53	0,11	248 (U-Pb)
4. Женфенджин	1	70,91	0,46	13,90	0,82	2,21	0,17	0,91	1,00	2,91	4,99	0,18	227 (K-Ar)
8. Даваншань	2	70,91	0,34	14,11	0,79	2,75	0,06	0,70	2,47	2,50	3,96	0,14	246 (U-Pb)
10. Шиджао	3	75,00	0,03	13,50	0,82	1,03	0,06	0,11	0,41	3,32	4,45	0,14	270 (K-Ar)
13. Напенг	15	70,95	0,53	13,87	1,38	3,40	0,05	1,55	0,85	1,63	3,70	0,12	269 (U-Pb)
14. Гуйянг	5	71,22	0,43	13,53	0,79	2,36	0,04	0,69	1,64	3,10	4,25	0,12	201 (K-Ar)
15. Джингдэ	22	66,77	0,48	15,15	1,77	2,68	0,07	1,14	3,54	2,96	3,42	0,18	223 (Rb-Sr)
16. Лянгсяо	9	66,58	0,45	14,85	2,05	2,46	0,08	1,37	3,39	2,83	3,94	0,16	
17. Тайпинг	5	67,19	0,43	15,27	2,08	2,33	0,06	1,11	3,80	3,14	3,64	0,11	
18. Маолин	2	66,92	0,36	15,28	1,58	2,71	0,08	1,51	3,38	3,25	3,20	0,19	
19. Юнлин	2	66,14	0,53	14,99	1,91	2,63	0,05	1,82	3,53	3,69	3,88	0,20	210 (K-Ar)
20. Шанкун	2	67,38	0,44	15,31	1,15	2,64	0,08	1,12	3,49	3,03	3,37	0,16	
23. Цингян	6	69,16	0,31	14,96	1,13	2,18	0,05	1,10	2,68	4,00	3,52	0,14	
24. Вушичен	1	70,75	0,32	15,40	2,51	1,48	0,05	0,54	1,81	3,99	4,68	0,10	
25. Денсинкен	1	66,22	0,48	14,50	1,27	3,87	0,08	1,53	3,36	3,05	3,50	0,18	255 (K-Ar)
27. Симао	1	58,14	0,73	14,77	1,12	5,87	0,23	5,57	5,74	2,79	2,49	0,96	241 (K-Ar)
28. Сипин	1	56,83	0,42	12,55	0,83	4,21	0,10	8,37	4,55	2,53	3,28	0,23	263 (K-Ar)
31. Чуба	2	64,63	0,59	15,50	1,85	3,30	0,05	1,58	4,22	2,66	4,27	0,30	214 (K-Ar)
32. Синтаг	1	56,89	0,83	17,27	2,48	4,52	0,58	2,57	5,11	2,57	4,90	0,50	220 (K-Ar)
34. Гуазилин	1	60,99	0,60	15,69	2,10	4,05	0,09	3,16	5,40	3,01	3,72	0,25	
36. Юэбей	1	66,12	0,55	14,55	1,02	3,83	0,77	2,07	3,56	2,97	3,32	0,41	

П р и м е ч а н и е. Номера плутонов соответствуют номерам на рис. 1.

Таблица 2. Содержание РЗЭ в герцинско-индосинийских гранитоидах

Тип породы	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
	г/т									
D ₁	27	57	7,9	23	5,5	1,0	4,3	0,8	4,3	0,7
D ₂	35	75	9,5	29	5,9	1,2	5,1	0,8	5,0	0,9
D ₃	13	25	3,5	12	3,4	0,3	3,1	0,7	5,2	0,9
T	29,84	61,87		21,43	5,17	1,04	4,34	0,75	3,48	0,61

Примечание. Граниты Даронгшань: D₁ – центральные фации (среднее из трех анализов), D₂ – краевые фации (среднее из трех анализов), D₃ – второстепенные фации, T – гранодиориты Тайпинг.

что гранитоиды – продукты синтексиса относительно бедны кремнеземом (SiO₂ < 70 %), не пересыщены глиноземом, значения Al^{IV} варьируют от 40 до -100 с максимумом на гистограмме в интервале от 0 до -10. В связи с тем, что в этих породах Na/K > 1 наблюдается в большинстве случаев, их фигуративные точки на рис. 2 расположены ниже линии Na/K=1. Очевидно, субстратом обсуждаемых гранитоидов могли быть большей частью метаморфизованные средние – основные магматические породы.

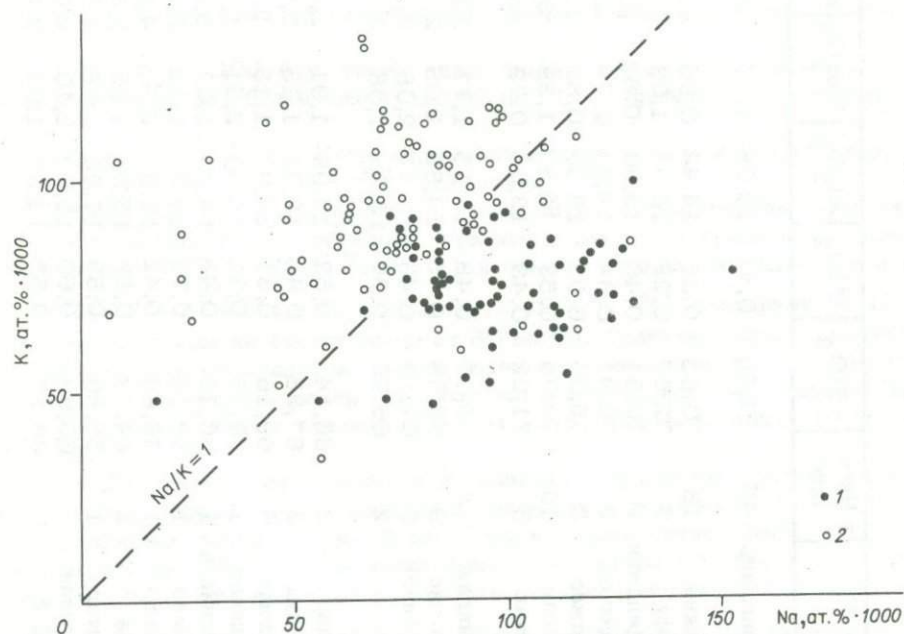


Рис. 2. Na – K диаграмма герцинских-индосинийских гранитоидов Юго-Восточного Китая.

1 – гранитоиды-продукты синтексиса; 2 – продукты гранитизации.

(валовые пробы)

Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Параметр				
					г/т	ΣTR	ΣLREE	ΣHREE	LREE/HREE
1,9	0,3	1,8	0,3	21	156,8	121,4	35,4	3,4	0,68
2,6	0,4	2,4	0,4	25	198,2	155,6	42,6	3,6	0,71
3,0	0,4	3,2	0,4	27	101,1	57,2	43,9	1,30	0,30
1,39	0,25	1,23	0,22	13,38	151,46	125,81	25,65	4,9	0,72

Редкоземельные элементы. Содержания РЗЭ в гранодиоритах Тайпинг и гранитах Даронгшань, представляющих соответственно продукты синтексиса и гранитизации, даны в табл. 2, а нормализованные по хондриту кривые распределения представлены на рис. 3.

Распределение РЗЭ гранодиоритов Тайпинг хорошо согласуется с таковым в гранитоидах – продуктах смешения из всех других районов Юго-Восточного Китая. Общие их характеристики следующие: среднее (не повышенное), содержание суммы РЗЭ (151, 46 г/т); средняя степень фракционирования легких РЗЭ по отношению к тяжелым (LPЗЭ/TPЗЭ = 4,9); слабая европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,72). Такой характер распределения РЗЭ соответствует парциальному плавлению нижней коры на 60 %. Это подразумевает глубокий источник для плутона Тайпинг.

По сравнению с гранодиоритами Тайпинг, граниты Даронгшань относительно богаты тяжелыми РЗЭ и обнаруживают явную тенденцию к эволюции. В различных гранитных фациях от ранних к поздним содержание тяжелых РЗЭ и отрицательная аномалия европия прогрессивно возрастают. Для главной фации LPЗЭ/TPЗЭ = 3,4–3,6, а Eu/Eu* = 0,68–0,71. В то же время для поздней подчиненной фации гранитов эти величины составляют соответственно 1,3 и 0,3. Эти характеристики очень похожи на такие же характеристики гранитов – продуктов гранитизации повсюду в Юго-Восточном Китае. Считается, что такая тенденция контролируется следующими тремя фактора-

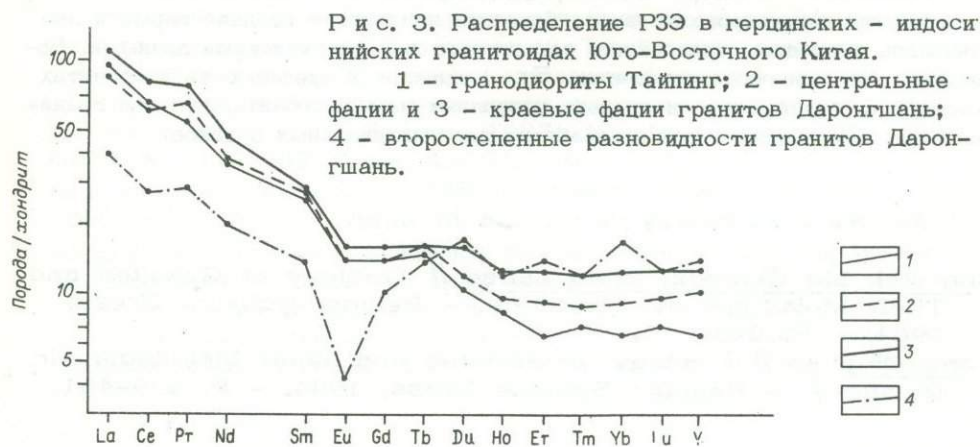


Рис. 3. Распределение РЗЭ в герцинских – индосинийских гранитоидах Юго-Восточного Китая.

1 – гранодиориты Тайпинг; 2 – центральные фации и 3 – краевые фации гранитов Даронгшань; 4 – второстепенные разновидности гранитов Даронгшань.

ми: хорошей адсорбцией тяжелых РЗЭ на глинистых минералах и их относительной концентрацией в осадках, являющихся субстратом для гранитов - продуктов гранитизации; истощением в отношении европия пород более поздних стадий магматической эволюции как результатом отделения богатого кальцием плагиоклаза от магмы в процессе фракционирования; относительным обогащением щелочами более поздних порций магм, которое может обеспечить мобилизацию тяжелых РЗЭ.

Стронциевая изотопная характеристика. Были проанализированы пять образцов гранодиоритов Тайпинг (продуктов синтексиса), результаты рассчитаны методом линейной регрессии. Их возраст 223,1 млн лет, что соответствует среднему триасу, при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7069$. Используя среднее Rb/Sr отношение в нижней коре 0,047 и постоянную распада $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ ($1,42 \cdot 10^{-11}$ лет), мы подсчитали, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нижней коре 223 млн лет назад было примерно 0,7054. Первичное отношение Sr в гранодиоритах Тайпинга очень близко к рассчитанному, поэтому можно полагать, что исходная магма поднялась из нижней коры и что разлом Тайпинг - Нинго как канал для подъема магмы имел достаточно глубинное заложение. Помимо гранодиоритов Тайпинга, имеется несколько других батолитов с похожими петрографическими и генетическими характеристиками, такие как Джингдэ, Лянгсяо, Маолин, Юньлин, Шанкун и т.д., которые располагаются вдоль того же глубинного разлома. Приблизительно в раннем мелу разлом Тайпинг - Нинго вновь испытал реактивацию, которая привела к интрузиям яньшаньских гранитов - продуктов гранитизации (таких как массивы Хуаншань, Джихуашань и т.д.). Эти магмы внедрялись в индосинийские гранодиориты, определяя тем самым некоторую полигенетичность и полицикличность пояса батолитов. Этот пояс простирается в субширотном направлении на несколько сотен километров вдоль южного фланга депрессии Нижней Янцзы.

Из гранитов Даронгшань, представляющих тип продуктов гранитизации, было отобрано восемь образцов. По четырем образцам из центральных (более ранних) фаций плутона получена изохрона с возрастом 263 млн лет и первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7199$; по второй группе образцов, отобранных из пород краевой фации, получен возраст 223 млн лет с первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7224$. Приведенные оценки возраста показывают, что интродуирование этого батолита началось в поздней перми и закончилось в среднем триасе, что согласуется с геологическими данными. Более высокие первичные отношения Sr и широкая встречаемость в гранитах кордьерита, силлиманита и граната позволяют нам заключить, что эти граниты были сформированы при переработке геосинклинальных осадков.

Список литературы

- Sun Nai, Liu Chanshi, Zhao Lanze // *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations.* - Beijing: Science Press, 1984. - P. 223-240.
- Fang Qinghao // *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations.* - Beijing: Science Press, 1984. - P. 439-451.

Б.А. Литвиновский

УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ КИСЛЫХ МАГМ
ПРИ АКТИВИЗАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Мощный гранитоидный магматизм и сопряженный с ним кислый вулканизм – один из важнейших атрибутов складчатой области в периоды тектоно-магматической активизации, следующие за орогенным этапом ее развития, при переходе к окраинноконтинентальной и внутриконтинентальной стадиям.

Выплавляющиеся во время активизации кислые магмы характеризуются повышенной, преимущественно калиевой щелочностью, что обуславливает образование достаточно специфических формаций: гранит-лейкогранитной, граносиенит (сиенит)-гранитной, реже щелочных гранитной и сиенит-гранитной. Вместе с близкими по возрасту и составу вулканитами гранитоиды слагают единые вулканоплутонические ассоциации. Вулканические и плутонические пояса закладываются на зрелой коре континентального типа и протягиваются нередко на многие тысячи километров. В качестве характерных примеров можно привести пермские и девонские граниты и кислые вулканогенные породы Центрально-Азиатского складчатого пояса /Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981; Ярмолюк, 1983/, а также мезокайнозойские риолиты, дациты, гранитоиды восточной окраины Азиатского континента /Вулканические пояса. . . , 1984; см. также статьи А.Н. Занвильевич и др., и А.Н. Леонтьева в наст. сб./.

Все обсуждаемые гранитоиды и вулканиты сформированы при кристаллизации расплавов, испытавших значительные вертикальные перемещения, что делает невозможной реконструкцию условий магмогенерации на основе прямых геологических наблюдений. Попытки обнаружить магматические палеоочаги в областях, где эрозией вскрыты глубокие горизонты коры, также пока не увенчались успехом. Поэтому информация о возможном субстрате и о термодинамических условиях маглообразования может быть получена лишь на основе петрологического анализа вещественного состава самих магматических пород и содержащихся в них гипоксенолитов. Такой анализ позволил многим исследователям сделать практически единодушный вывод о том, что генерация кислых магм А- и I- типов происходила при плавлении корового субстрата /Богатиков и др., 1986; Ермолов, 1987; Whalen et al., 1987; Clemens et al., 1986; Попов, 1986/, причем плавление осуществлялось либо в изохимических условиях, либо с участием глубинных флюидов /Добрецов, 1980; Изох, 1975; Wyllie et al., 1976/. Этот вывод можно существенно дополнить, если целенаправленно проанализировать еще один важный источник информации – результаты термобарогеохимического изучения микровключений расплавов в плутонических и вулканических породах.

В настоящее время исследование расплавных включений в минералах – практически единственный метод, который позволяет получить наиболее до-

Т а б л и ц а 1. Температура гомогенизации расплавных включений в минералах из риолитов и гранитов

Порода	Местонахождение	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	Источник
Субвулканические риолиты	Рудный Алтай	1000-1050	Шапенко, Раткин, 1980*
Риолиты	Северо-Восток СССР	1000-1200	Наумов и др., 1983
Липаритовый порфир	Центр. Казахстан, Баянаульский район	900-1000	Бакуменко и др., 1981
Кварцевый порфир	Восточное Забайкалье	850-1100	Там же
Гранит-порфир	Кармазар, Тышкесенский массив	900-1180	"
Кварцевый порфир	Там же	1250-1300	"
Редкометалльные граниты	МНР	1060	"
Кварцевый порфир	Кавказ	1260	Генетические исследования... , 1976
"	Салаир	1125-1150	Там же
"	Вост. Забайкалье	860-1260	Наумов и др., 1975
Лавобрекчия кварцевого порфира	Там же	980-1260	Там же
Гранит-порфиры	Вост. Забайкалье, Жирекен	910-1020	Косалс, Темников, 1983
Гранодиорит-порфиры	МНР, Эрдэнэтуин-Обо	950-1100	Там же
Гранодиорит-порфир, дацит (Сан)	Там же	1150-1230	"
Липариты и игнимбриты	Восточно-Сихотэалинский пояс	1240-1260	"
Рифейские риолиты	МНР, Хасагту-Хайр - Хан-Ула	990-1230	"
Туфолава кварцевого порфира	Вост. Забайкалье	940-1260	Косалс, Темников, 1983
Туф кварцевого порфира	Там же	780-940	Там же
Дацит	"	1180-1260	"
Туф дацита	"	940-1100	"
"	"	780-900	"
Кварцевый альбитофир	"	1140-1270	"
Онгонит	"	920-1020	"
Кварцевый порфир (апикальная часть)	"	1120-1150	"
Дацитовый порфир	"	1100-1150	"
Липаритовый порфир	"	1020-1150	"
Липарит-дацитовый порфир	"	980-1050	"
Автомагматическая брекчия (Пл)	Там же	1180-1200	Там же
"	"	1150-1180	"
Витрофир	"	1120-1160	"
"	"	750-850	"
Гранодиорит-порфир, дацит	Калмакырское и др.	860-1110	"
Гранит-порфир	Сорское	800-900	"
Субвулканические гранитоиды	Рудный Алтай, Лениногорское поле	1180-1200	Мергенов, Пронин, 1981
Онгориолиты	МНР, Дурбен-Дорт-Ула	850-1180	Наумов и др., 1984
Онгориолиты (Ап)	МНР	920-1020	Там же
Онгонит (Топ)	Восточное Забайкалье	580-930	Косалс, Темников, 1983
Кварцевый порфир	Алтын-Топкан	650-660	Там же
Гранит-порфир	Болгария	1170-1290	"
Риолиты	ГДР, Венгрия, Румыния, Болгария, Италия	1035 \pm 55	Thomas, Blankenburg, 1986
		1180 \pm 45	
		840 \pm 30	
Граниты эльдзуртинские (Ап)	Сев. Кавказ, Тырнауз	1050-1160	Косалс, Темников, 1983
Гранит-порфиры	Сев. Кавказ, Тырнауз, р. Кыртык	900-1250	Там же
Гранит-порфиры (Ап)	Там же	1150-1250	"
Лейкограниты	Верхоянье, Лево-Омсукчанский массив	760-1020	Наумов, Соколов, 1981
Граниты	Забайкалье, Спокойнинский массив	985-1025	Рейф, Бажеев, 1982
"	Мариктиканский массив	1050-1120	Там же
Послескладчатые граниты, граносиениты	Тува, Зап. Сангилен	890-1050	Саморукова, Казаков, 1982
Граниты	Кузнецкий Алатау, карлыганский комплекс	1100-1150	Хомичев, 1985

Примечание. В скобках - символы минералов, в которых исследовались включения: Сан - сандин, Ап - апатит, Пл - плагиоклаз, Топ - топаз; во всех остальных случаях определения проводились в кварце. В работе Я.А. Косалса и Ю.И. Темникова /1983/ помещена сводка по $T_{\text{гом}}$ в кислых магматических породах по состоянию на конец 1979 г., сопровождающаяся подробными ссылками на источники.

стоверные оценки температурных условий и водосодержания на разных стадиях кристаллизации магм: от ликвидусных до солидусных. Возможность определения температур ликвидуса особенно важна для пород кислого состава, для которых существующие минеральные и изотопно-геохимические термометры фиксируют обычно поздние или постмагматические температурные условия. Для богатых калием гранитоидов и кислых вулканитов зон активизации накоплен обширный материал по температурам гомогенизации расплавных включений ($T_{\text{гом}}$) главным образом в кварце, а также в санидине, апатите, плагиоклазе (табл. 1).

По оценкам разных исследователей, концентрация воды в магмах была невысокой, в большинстве случаев не превышая 3% /Бейли, 1981; Reif, Vazheev, 1985; Wyllie et al., 1976/. Известно, что в бедных водой кислых магмах интервал кристаллизации при $P > 1$ кбар достигает 200–300 °С, а кварц выделяется во всем интервале кристаллизации /Stern et al., 1975/. Поэтому в плутонических гранитоидах шансы обнаружить именно ликвидусный кварц невелики, в связи с чем такие породы нельзя считать достаточно информативными для оценки температур генерации кислых магм. Гораздо более информативны в этом плане не граниты, а комагматичные им кислые вулканические либо субвулканические породы порфировой структуры: присутствующие в таких породах интрателлурические вкрапленники начинали кристаллизоваться при температурах, более всего приближающихся к температурам формирования магм.

Изложенные выше соображения подтверждаются фактическим материалом. Как показано в работах /Бакуменко и др., 1981; Рейф, Бажеев, 1982/, в ряде трудов В.Б. Наумова (напр., /Наумов, 1984/) и многих других исследователей, в гранитах обсуждаемого типа наиболее высокие температуры гомогенизации расплавных включений в кварцах в большинстве случаев составляют 850–900 °С. Однако в единичных опытах фиксируются $T_{\text{гом}} > 1000$ °С в кварце, а в раннем апатите они достигают 1160–1250 °С (высокотемпературные определения $T_{\text{гом}}$ в гранитах помещены в конце табл. 1, в которой сведены все доступные автору опубликованные данные по вулканическим и субвулканическим породам кислого состава СССР, Монголии, Болгарии, ГДР, Румынии, Венгрии, Италии).

Иная картина наблюдается в вулканических и субвулканических образованиях. Так, во вкрапленниках кварца, санидина, а также в апатите из кислых вулканитов максимальные значения $T_{\text{гом}}$, как правило, превышают 1000–1100 °С, достигая иногда 1200 °С и более. Приводимые цифры показывают, что генерация богатых калием кислых магм происходила при температурах, которые на 150–200 °С превышают максимальные температуры, достигаемые в низах коры даже на уровнях метаморфизма гранулитовой фации /Гранулитовая фация... , 1972; Магматогенная кристаллизация... , 1975/. Такие цифры вполне сопоставимы с температурами гомогенизации расплавных включений в гиперсолидусных минералах базальтов и характеризуют термальные условия не коры, а мантии /Генетические исследования... , 1976; Магматогенная кристаллизация... , 1975; Рингвуд, 1981; Рябчиков, 1988/.

Количественная оценка давления при магмообразовании крайне затруднена из-за ограниченного набора минералов-геобарометров в кислых породах. Тем не менее известно, что в некоторых высокоглиноземистых гранитах и риолитах зон активизации встречается обогащенный пиропом ликвидусный гранат, кристаллизовавшийся при давлении не менее 12 кбар /Владимиров и др.,

1985; Гельман, 1980; Лутков и др., 1985; и др./ Эти материалы дают возможность предполагать, что какая-то часть кислых магм формировалась на глубинах, превышающих нормальную мощность континентальной коры. Этот же вывод позволяют сделать данные о существенной роли сиенитов и кварцевых сиенитов в гранитоидных формациях активизированных областей. Сиенитоиды, как правило, начинают формирование многих магматических комплексов /Леонтьев и др., 1981/. Так, на территории Забайкалья и Северной Монголии с девона до конца перми формируется не менее четырех сиенит-гранитных ритмов /Занвилевич и др., 1985/. Экспериментальное изучение системы альбит - ортоклаз - кварц - вода показало /Huang, Wyllie, 1975/, что при увеличении давления котектика обогащается полевошпатовой составляющей, а в сухих и маловодных условиях в высокобарических котектических выплавках возрастает доля ортоклазового минала. При парциальном плавлении мусковитового гранита (74 % SiO_2) с 5 % H_2O в системе и при $P_{\text{общ}} = 15$ кбар состав выплавки остается близким к сиенитовому даже при температурах, на несколько десятков градусов превышающих температуру солидуса /Huang, Wyllie, 1981/. Отсюда следует, что образование сиенитовых - кварцево-сиенитовых магм может указывать на аномально глубинные условия, в которых происходило расплавление сиалического субстрата.

Возникает вопрос: какова же была геологическая обстановка, которая обусловила формирование крупных объемов богатых калием кислых магм с одной стороны, за счет плавления корового субстрата, с другой - при температурах (и, возможно, давлениях), характерных для разогретой верхней мантии?

Попытка объяснить магмогенерацию появлением в нижних горизонтах коры термоаномалий с высокими, более 1000-1100 °C, температурами сталкивается со значительными трудностями. В самом деле, ни экспериментальные данные /Stern et al., 1975; Clemens et al., 1986/, ни значения $T_{\text{гом}}$ в расплавленных включениях из наиболее глубинных гранитоидов коры - эндербитов и чарнокитов, дающих стабильные значения 860-900 °C /Магмагенная кристаллизация... , 1975/, ни многочисленные минералотермометрические определения в метаморфических породах гранулитовой фации не дают оснований для допущения о том, что в пределах обычной коры толщиной 40-45 км где-либо достигались температуры выплавления кислых магм выше 1000 °C. Добавим, что в гранитоидах и вулканических поясах, протягивающихся на тысячи километров, плотность магматических тел и их размеры нередко значительны /Палеозойский гранитоидный магматизм... , 1981; Вулканические пояса... , 1984/, что должно предполагать - если допущение о термоаномалиях справедливо - высокотемпературный разогрев больших объемов корового субстрата. Остается совершенно неясным, какой из реально представимых геологических процессов может обеспечить разогрев крупных участков коры до температур, заметно превышающих температуры солидуса базальтовых магм на глубинах 20-40 км. Еще менее понятно, почему в этих условиях выплавляются огромные объемы низкоплавких кислых котектик, а не более высокотемпературных гранодиоритовых - кварцево-монцитовых расплавов.

Нам представляется, что решение вопроса о месте генерации магм рассматриваемого типа может быть получено на основе анализа геодинамического режима структур, контролировавших магмообразование.

Специфика геодинамических условий магмообразования. Анализ геодинамического режима активизированных областей показывает, что гранитоидные и вулканические пояса рассматриваемого типа приурочены к зонам, где

на предшествующих этапах происходила коллизия континентальных плит, к областям континентальных окраин, удаленным от границы континент - океан, и к внутриконтинентальным рифтогенным зонам.

Согласно современным представлениям, при коллизии континентальных плит в пограничной зоне происходит резкое увеличение мощности земной коры, вплоть до ее удвоения /Миясиро и др., 1985/. Классическим примером считается область Гималаев, где толщина коры возросла до 70-80 км в результате столкновения Индостанской плиты с Азиатским континентом. Значительное увеличение мощности коры - до 60-70 км - фиксируется и в других горно-складчатых сооружениях альпийского возраста (Памир, Южный Тянь-Шань, Восточные Карпаты). За пределами областей скучивания мощности земной коры не возрастает, она близка в средней для континентов, т.е. около 40 км. Это означает, что в зонах столкновения сиалический материал погружался на 30-40 км глубже раздела кора - мантия, существовавшего до коллизии плит. Очевидно, что последующая активизация таких областей с сильно утолщенной корой приводит к тому, что нижние горизонты коры оказываются в РТ-условиях разогретой верхней мантии. Механизмы преобразования глубоко погруженного корового материала мы обсудим ниже.

Внутриконтинентальный (внутриплитовый) кислый магматизм и магматизм тыловых зон континентальных окраин приурочен к трансрегиональным поясовым структурам, которые по ряду важнейших характеристик должны быть отнесены к категории рифтогенных зон /Ярмолюк, 1983; Континентальные рифты, 1981; Грачев, 1977/: в тектоническом плане эти пояса представляют собой системы протяженных глубинных разломов, дренирующих мантию и наложенных на разнородный и разновозрастной фундамент /Вулканические пояса. . . , 1984; Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981/; широкое развитие разнообразных вулканитов, роев даек, систем грабеновых впадин свидетельствует о преобладании в указанных поясах режима растяжения; в обсуждаемых структурах, наряду с большими массами гранитоидов и кислых вулканитов повышенной калиевой щелочности (вплоть до пересыщенных кремнеземом щелочных пород), формируются продукты мантийного магматизма: субщелочные и щелочные базальтоиды, латиты, а также в небольших количествах нефелиновые и лейцитовые щелочные породы. Степень раскрытия таких рифтогенных структур, определяемых по количеству излившегося мантийного базальтового материала, неодинакова в разных зонах и даже в разных частях одной зоны, однако общей их особенностью является наличие достаточно мощного "гранитного" слоя, что характерно для типичных континентальных рифтов.

В развитии внутриконтинентальных рифтов все исследователи выделяют стадию формирования грабеновых впадин, образующихся вследствие опускания по крутым сбросам блоков коры, нередко довольно крупных /Грачев, 1977; Никишин, 1987; Очерки. . . , 1977/. Амплитуда перемещения достигает 10-15 км. Один из характерных примеров - Южно-Байкальская впадина, где устанавливается опускание коры более чем на 10 км /Очерки. . . , 1977/. В конце перми грабен еще больших размеров существовал в 200 км южнее, в Орхон-Селенгинском прогибе; мощность пермских существенно вулканогенных толщ достигает здесь 10-12 км /Салтыковский, Орлова, 1977/. Не менее показательны среднепалеозойские депрессии Тувино-Саянской области или кайнозойские грабены гигантского Восточно-Азиатского грабенового пояса /Варнавский, Мальшев, 1986/. Аналогичные примеры можно привести для всех континентальных рифтовых систем. Из сказанного следует важный вывод: крупноамплитудные опускания блоков земной коры, происходившие в рифтовых

поясах, должны были приводить к тому, что нижние части этих блоков погружались глубже существовавшей границы Мохоровичича, в область давлений и температур, характерных для верхней мантии. Таким образом, в зонах континентального рифтогенеза, как и в зонах столкновения континентальных плит, реализуются условия, при которых коровый материал может погружаться на уровни верхней мантии*.

Имеются многочисленные сведения о том, что в областях, где происходит современное погружение континентальных блоков, мантия интенсивно разогрета, что обусловлено подъемом мантийных диапиров. Последние фиксируются геофизическими методами как выступы аномальной мантии, нередко достигающие подошвы коры /Очерки... , 1977; Туезов, 1975; Грачев, 1977/. Признаки подъема аномальной мантии уверенно выявляются во многих современных и в более древних, вплоть до позднепалеозойских, континентальных рифтовых зонах /Континентальные рифты, 1981; Витте, 1981/. Геологическим свидетельством разогрева верхней мантии является активный базальтовый вулканизм; температуры базальтовых магм составляют 1200–1300 °С /Рингвуд, 1981; Stern et al., 1975/. О существенном разогреве мантии свидетельствует также повышенный теплопоток в областях погружения, достигающий 300–320 мВт/м² /Косыгин и др., 1985; Очерки... , 1977/. Из сказанного следует, что в периоды активизации блоки корового вещества, погруженные в мантию, подвергаются интенсивному разогреву до температур, соответствующих гиперсолидусным температурам базальтов.

Механизмы преобразования корового вещества. Погружение нижних частей блоков коры в разогретую мантию должно приводить к преобразованию корового вещества. О характере преобразований можно судить по тому, что почти все современные и древние области погружения (кроме некоторых молодых впадин) изостатически скомпенсированы; это выражается в восстановлении прежней толщины коры или даже в уменьшении ее мощности под депрессиями, заполненными толщами легких осадков /Резанов и др., 1984; Перчук и др., 1985; Континентальные рифты, 1981/. Сказанное относится как к древним зонам столкновения континентальных плит (Урал, Казахстан, Забайкалье), в которых современная мощность коры составляет 38–45 км, так и к рифтогенным и рифтовым системам, для которых на отдельных участках характерно утонение коры (Рейнский грабен, Южно-Байкальская впадина и т.д.).

Восстановление изостатически равновесной толщины коры в погруженных блоках геофизически выражается в подъеме границы Мохо. Это означает, что направленность преобразований погруженного в разогретую мантию корового вещества такова, что оно по своим физическим характеристикам (плотность, скорость прохождения акустических колебаний, электропроводность) приближается к веществу мантии.

* Автор считает необходимым обратить внимание на то, что в последние годы, ознаменовавшиеся впечатляющими достижениями новой глобальной тектоники, резко снизилось внимание к вертикальным перемещениям блоков литосферы. Между тем широко известны данные о таких перемещениях не только в разнообразных континентальных структурах /Витте, 1981; Континентальные рифты, 1981; Никишин, 1987; Резанов и др., 1984/, но также в окраинных морях /Косыгин и др., 1985; Перчук и др., 1985; Туезов, 1975/ и даже в океанах /Пушаровский, 1986/.

Насколько известно автору, в настоящее время предложены два механизма преобразования корового вещества в мантийное: эклогитизация погруженных блоков с последующим их отрывом и опусканием на более глубокие уровни мантии /Артюшков и др., 1982; Артюшков, Беэр, 1985/; базификация пород коры за счет удаления в верхние ее горизонты легкоплавких и летучих составляющих /Резанов и др., 1984/.

В связи с тем, что мы обсуждаем геодинамические процессы в геоструктурах континентов, следует принять, что нижние горизонты коры в таких структурах представлены гранулит-базитовым слоем. Сведения о среднем составе гранулитовых комплексов из разных областей, приведенные в табл. 2, как и другие литературные данные, свидетельствуют о том, что в гранулит-базитовом слое содержится значительная доля кислых пород - до 30 об. % и более. Следовательно, эклогитизация основных пород в гранулитовых толщах не обеспечит требуемого утяжеления блока в целом. К тому же необходимо учитывать экспериментальные данные о значительном интервале по давлению перехода габбро - эклогит /Рингвуд, 1981; Ahrens, Shubert, 1975/, вследствие чего на глубинах до 50-60 км, вероятно, имела место лишь частичная эклогитизация базитов.

Из сказанного ясно, что для объяснения наблюдаемых явлений привлечение механизма эклогитизации оказывается недостаточным. Иное дело, если эти процессы сочетаются с расплавлением и удалением на более высокие уровни легкоплавких кислых составляющих. Нетрудно видеть, что условия для реализации процессов массового плавления пород кислого состава весьма благоприятны. Это определяется прежде всего высокими температурами в областях погружения. Как следует из диаграмм плавления системы гранит - H_2O и гранит - H_2O - CO_2 /Huang, Wyllie, 1975;

Stern et al., 1975; Wyllie et al., 1976/, при водосодержании 2-3 % и температуре 1000-1100 °C возможен переход в расплавленное состояние практически всех пород кислого состава, отвечающих по составу граниту - тоналиту. Породы базитового состава в обсуждаемых РТ-условиях подвергаются лишь частичному плавлению (степень плавления, согласно /Stern et al., 1975/, составляет 10-30 % и, следовательно, парциальные выплавки из базитов также обогащены кремнеземом).

Интенсивному протеканию процессов расплавления способствует поступление глубинных летучих в области магмогенерации; как мы показали на примере гранитоидов Забайкалья /Палеозойский гранитоидный магматизм. . . , 1981; Литвиновский, 1983/, количество привносимого глубинного вещества, прежде всего щелочей, было настолько существенным, что оно определило специфику химизма вышлавляющихся кислых магм. Ведущим механизмом магмообразования был, вероятнее всего, аллохимический анатексис, т.е. плавление при лимитированном поступлении глубинных летучих. Модель такого процесса подробно рассмотрена ранее /Литвиновский, 1985/.

Приведенные выше соображения убеждают в том, что при погружении гранулит-базитовых блоков коры в разогретую мантию кислые члены гранулитовых толщ должны подвергаться полному расплавлению. Появление гравитационной неустойчивости при образовании кислых магм неизбежно должно приводить к удалению последних на более высокие уровни коры, а нерасплавленный остаток по химизму - примерно соответствовать базитам. Полное удаление кислой магмы маловероятно, однако можно полагать, что сохранение в погруженных блоках некоторого количества легкого кислого материала в определенной мере компенсируется внедрением мантийных магм.

Из сказанного следует, что базификация погруженных блоков коры трактуется нами как интегральный результат двух процессов: выплавки и пе-

Т а б л и ц а 2. Средний химический состав гранулитовых комплексов /Гранулитовая фация. . . , 1972; Лутц, 1975/, мас. %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	64,37	62,1	62,8	69,89	63,4	61,0	61,2	61,5
TiO ₂	0,59	0,6	0,6	0,39	0,5	0,55	0,6	0,7
Al ₂ O ₃	16,26	15,4	15,9	13,64	16,7	13,9	16,4	13,9
Fe ₂ O ₃	1,93	6,8	1,8	1,95	1,5	1,7	2,3	6,6
FeO	4,40		5,4	2,19	3,4	5,5	3,5	
MnO	0,09	0,1	0,1	0,03	0,07	0,1	0,1	0,1
MgO	2,21	3,8	3,2	1,86	2,2	3,0	3,0	3,3
CaO	5,69	6,6	4,8	2,97	3,6	5,3	4,4	5,2
Na ₂ O	3,50	3,4	3,0	3,16	4,0	3,6	4,0	3,5
K ₂ O	0,63	1,0	2,1	3,05	2,6	2,3	3,0	2,4
P ₂ O ₅	0,32	-	-	-	0,2	-	-	-
H ₂ O	0,27	-	-	0,40	0,7	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	0,2	-	-	-

Примечание. 1 - Западная Гренландия, 2 - Шотландия, 3 - Анабарский щит, 4 - Алданский щит (иенгская серия без учета гранитов), 5 - провинция Квебек, Канада, 6 - Бразилия, 7 - Норвегия, 8 - средний состав гранулитовой фации (по /Лутц, 1975/). Тире - нет данных.

ремещения на более высокие уровни легкощадящих кислых магм; внедрения в дегранитизированную кору основных (возможно, и ультраосновных) расплавов с одновременной эклогитизацией реститов и внедренных базитов. Нужно указать, что предлагаемая интерпретация условий магмообразования в погружающихся блоках коры близка к модели, развиваемой для коры Японского моря Л.Л. Перчуком и соавторами /1985/.

Предположение о выплавлении кислых магм из корового субстрата, но в условиях аномально высоких (мантийных) температур и давлений, заставляет обсудить вопрос о возможных геологических свидетельствах реализации описанных ситуаций. Совершенно очевидно, что такие свидетельства могут быть лишь единичными, это следует из самого существа модели: ведь предполагается, что дегранитизированный субстрат остается на месте и преобразуется в вещество, которое по физическим характеристикам мало отличается от пород мантии. Выведение этого вещества на доступные изучению уровни коры возможно лишь в особых условиях при наличии весьма крупноамплитудных взбросов либо (скорее!) при процессах обдукции. Можно предполагать, что реликтами таких глубинных областей магмообразования являются блоки, в которых присутствуют высокотемпературные (1000-1100 °C) озумилит-сапфирин-кварцевые гранулиты (шпинель + кварц, сапфирин + кварц, ортопироксен + силлиманит + озумилит). По данным работы /Vielzeuf, Holloway, 1988/, такие гранулиты известны в Антарктике, Восточной Сибири, Индии, Алжире (Хоггар), Южной Африке, Норвегии и в Центральном Лабрадоре (Канада). Те же авторы обращают внимание на то, что ранние гранулиты Богем-

ского массива и озумилит-сапфирин-кварцевые гранулиты Земли Эндерби формировались при $P_{\text{общ}} \approx 20$ кбар. Как видим, РТ-условия метаморфизма

для рассматриваемой группы пород достаточно близки к тем условиям, которые предполагаются при генерации кислых магм зон активизации.

Автор отдает себе отчет в том, что предложенная модель формирования кислых магм областей активизации еще требует существенной доработки, так как не дает убедительного объяснения некоторых важных фактов. Пожалуй, наибольшие затруднения встречают попытки объяснить абсолютное преобладание в магматических сериях гранитов (риолитов), тогда как с позиций обсуждаемой модели следует как будто ожидать более широкого распространения сиенитоидов и основных гранитоидов. Один из возможных вариантов решения этого противоречия основывается на общепринятых представлениях о промежуточных магматических очагах; последние для данной модели глубоинной магмогенерации особенно вероятны. При подъеме магматической суспензии на более высокие уровни состав котектики вследствие уменьшения давления смещается в сторону обогащения кремнеземом и кварц, который был сверхкотектическим на уровне зарождения магмы, переходит в расплав. Активному расплавлению реститов способствует также эффект декомпрессии. Что же касается тугоплавких фемических минералов, которые и в этих условиях остаются сверхкотектическими, то они, по всей вероятности, благодаря более высокой плотности опускаются в придонные области магматического резервуара. Таким путем происходит самоочищение кислых магм, которые в областях активизации характеризуются лейкократовым обликом и почти полным отсутствием ксеногенного материала, тогда как более ранние сиенитоиды и гранодиориты нередко содержат значительное количество меланократовых включений.

Итак, имеющийся материал позволяет выдвинуть предположение о том, что генерация кислых магм, формирующих богатые калием гранитоиды и вулканы подвижных поясов, происходила в специфических условиях резко повышенных температур: 1000–1100 °С. Такие условия, вероятно, реализовались в утолщенной коре в зонах столкновения континентальных плит и в рифтогенных структурах под глубоко опущенными грабенами.

Автор выражает искреннюю признательность Н.Л. Добрецову, А.Н. Занвилевич, Ф.Г. Рейфу и В.П. Чупину за плодотворное критическое обсуждение основных положений статьи.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

- Артюшков Е.В., Беэр М.А. Механизм погружения континентальной коры в складчатые области северного обрамления Тихого океана. Ст. 3. Миогеосинклинали и платформенные осадочные бассейны // Тихоокеанская геология. - 1985. - № 1. - С. 51–61.
- Артюшков Е.В., Беэр М.А. и др. Механизм образования геосинклинальных поясов // Сов. геология. - 1982. - № 1. - С. 14–27.
- Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. и др. Термобарогеохимические исследования габброидов, гранитоидов и гранитных пегматитов // Термобарогеохимические исследования. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 38–51.
- Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 20–30.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Мантийные и коровые граниты: сходство и различия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. - М.: Наука, 1986. - С. 157–172.

- Варнаровский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. - 1986. - № 3. - С. 3-13.
- Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 209 с.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Майорова О.Н. Состав и происхождение граната, из высокоглиноземистых гранитоидов калгутинского комплекса (Вост. Казахстан) // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 96-113.
- Вулканические пояса Восточной Азии (геология и металлогения) / Под ред. А.Д. Шеглова. - М.: Наука, 1984. - 500 с.
- Гельман М.Л. Гранат в изверженных породах (на примере Северо-Востока СССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1980. - № 8. - С. 35-49.
- Генетические исследования в минералогии / Под ред. В.С. Соболева. - Новосибирск: ИГиГ, 1976. - 203 с.
- Гранулитовая фация метаморфизма / Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П. и др. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972. - 275 с.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны земли. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977. - 246 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 200 с.
- Ермолов П.В. Реститы гранулитов в граносиенит-порфирах архарлинского вулканического комплекса Центрального Казахстана // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 296, № 6. - С. 1433-1436.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. - М.: Наука, 1985. - 231 с.
- Изох Э.П. Габброгранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов // Кора и верхняя мантия Земли. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. - Вып. 2. - С. 35-57.
- Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга и Э.-Р.М. Неймана. - М.: Мир, 1981. - 480 с.
- Косалс Я.А., Темников Ю.И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. - Новосибирск: Наука Сиб. отд-ние, 1983. - 230 с.
- Косыгин Ю.А., Журавлев А.В., Сергеев К.Ф. и др. Геологическое строение молодой платформы Охотского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1985. - Т. 60, вып. 6. - С. 32-39.
- Литвиновский Б.А. Влияние мантийного вещества на состав гранитоидных магм // Геохимия. - 1983. - № 7. - С. 981-996.
- Литвиновский Б.А. Магмообразование в условиях ограниченного поступления глубинных флюидов // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 27-41.
- Лутков В.С., Шарапов А.Г., Владимиров А.Г. Петрология и геохимия чарнокитоподобных гранитоидов Памира и Гиссаро-Алая // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 96-113.
- Лутц В.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. - М.: Наука, 1975. - 165 с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П. и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 232 с.
- Мергенов В.М., Пронин А.П. Температуры формирования девонских кислых вулканитов Рудного Алтая по расплавленным включениям в кварце // Изв. АН КазССР. Сер. геол. - 1981. - № 6. - С. 63-67.

- Мияси́ро А., Аки К., Шенгер А.Дж. Орогенез. - М.: Мир, 1985. - 282 с.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И. и др. Параметры кристаллизации и составы фаз расплавных включений в кварце онгориолитов // Геохимия. - 1984. - № 4. - С. 451-464.
- Наумов В.Б., Руб М.Г., Роднова Ю.Н. Об условиях формирования рудоносных (Sn, Ag) вулканоплутонических образований (по данным изучения расплавных включений) // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 268, № 2. - С. 406-409.
- Наумов В.Б., Соколов А.Л. Генетические соотношения гранитоидов и оловорудных жил месторождения Индустриального по данным изучения включений в минералах // Геол. руд. месторожд. - 1981. - Т. 23, № 4. - С. 74-80.
- Никишин А.М. О зависимости структуры континентальных рифтов от мощности и физического состояния дорифтовой литосферы // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 293, № 5. - С. 1209-1213.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта / Под ред. Н.А. Флоренсова. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 152 с.
- Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 316 с.
- Перчук Л.Л., Фролова Г.И., Коновалов Ю.Н. Роль магматических процессов в формировании геоструктуры Японского моря // Очерки физико-химической петрологии. - М.: Наука, 1985. - С. 81-106.
- Попов В.С. О происхождении I-гранитов // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - С. 14-26.
- Пушаровский Ю.М. Океанские экспедиции и тектоника Земли // Природа. - 1986. - № 12. - С. 33-41.
- Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В. Природа границы Моховича. - М.: Недра, 1984. - 217 с.
- Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - 156 с.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 581 с.
- Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли: XXVII чтения Вернадского. - М.: Наука, 1988. - 36 с.
- Салтыковский А.Я., Орлмаа Д. Позднепалеозойский - мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. - М.: Наука, 1977. - 202 с.
- Саморукова Л.М., Козаков И.К. Результаты исследования расплавных включений в докембрийских гранитоидах Зап. Сангилена (Тувинская АССР) // Термобарохимия в геологии. - Владивосток: Кн. изд-во, 1982. - С.66-69.
- Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тезисы докладов. - Львов: Кн. изд-во, 1985. - 124 с.
- Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 230 с.
- Хомичев В.Л. Гранитоидные рудномагматические комплексы восточного склона Кузнецкого Алатау и принципы прогнозирования штокверкового молибденового оруденения: Автореф. дис. . . д-ра геол.-мин. наук. - Л., 1985. - 35 с.
- Шапенко В.В., Раткин В.В. Условия становления вулканитов кислого состава (по данным изучения включений в кварце) // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 255, № 5. - С. 1247-1251.

- Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. - М.: Наука, 1983. - 196 с.
- Ahrens T.J., Shubert G. Gabbro-eclogite rate and its geophysical significance // *Rev. Geophys. Space Phys.* - 1975. - V. 13. - P. 383-400.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: Experimental constraints // *Amer. Miner.* - 1986. - V. 71. - P. 317-324.
- Huang W.-L., Wyllie P.T. Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ to 35 kilobars dry and with excess water // *J. Geol.* - 1975. - V. 83, N 6. - P. 737-748.
- Huang W.-L., Wyllie P.J. Phase relationships of S-type granite with H_2O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota // *J. Geoph. Res.* - 1981. - V. 86, N 11. - P. 10515-10529.
- Reyf F.G., Bazheev E.D. Determination principles of ore-bearing (Mo-W-Sn) granites and their thermobarogeochemical features // *Geologicky zbornik - Geologica Carpathica.* - Bratislava, 1985. - P. 375-384.
- Stern Ch., Huang W.-L., Wyllie P. Basalt - andesite - rhyolite - H_2O : crystallization intervals with excess H_2O and H_2O - undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis // *Earth Planet. Sci. Let.* - 1975. - V. 28. - P. 189-196.
- Thomas R., Blankenburg H.-J. Thermometrische Untersuchungen an silikatischen Glausseinchlüssen in Rhyolithquarzen // *Freiberg. Forschungsh.* - 1986. - N 402. - S. 69-103.
- Vielzeuf D., Holloway J.R. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1988. - V. 98, N 3. - P. 257-276.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1987. - V. 95, N 4. - P. 407-419.
- Wyllie P.T., Huang W.-L., Stern G.R., Maaloe S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences // *Can. J. Earth Sci.* - 1976. - V. 13, N 8. - P. 1007-1019.

Предисловие	5
<u>Офиолиты и метаморфизм</u>	
Добрецов Н.Л. Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая	7
Кицул В.И., Березкин В.И. Эволюция земной коры Восточной Сибири в раннем докембрии на примере Алданского щита	25
Добрецов Н.Л., Кицул В.И. Сравнение докембрийских блоков Восточной Азии	34
Склярёв Е.В., Добрецов Н.Л. Эклогитовые и глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Северного Китая	41
Дун Шеньбао. Основные черты и распространение глаукофансланцевых поясов в Китае	55
Дук Г.Г. Основные структурно-петрологические особенности рифейских зеленосланцевых и глаукофан-зеленосланцевых поясов (на примере Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны)	69
<u>Гранитоидный магматизм и кислый вулканизм</u>	
Литвиновский Б.А., Добрецов Н.Л. Особенности пермско-триасового гранитоидного магматизма и вулканизма Восточной Азии	78
Занвилевич А.Н., Леонтьев А.Н. Пермотриасовые щелочные гранитоиды и вулканы Центрально-Азиатского складчатого пояса	82
Добрецов Г.Л., Лесков С.А. Пермотриасовый магматизм Казахстана и Средней Азии	91
Леонтьев А.Н. Пермотриасовые шутониты и вулканы Алтае-Саянской области (к проблеме геодинамических связей между Центральной и Юго-Восточной Азией)	98
Литвиновский Б.А., Гордиенко И.В., Занвилевич А.Н. Позднепалеозойские гранитоиды и вулканы Забайкалья и Монголии	116
Вржосек А.А., Сахно В.Г. Позднепермский гранитоидный магматизм восточной активизированной окраины Сино-Корейского щита	126
Лычагин П.П. Позднепалеозойский и раннетриасовый магматизм Северо-Востока СССР	135
Ван Дэзи, Лю Шаньси. Распределение и геохимические особенности герцинских - индосинийских гранитоидов Юго-Восточного Китая	142
Литвиновский Б.А. Условия генерации кислых магм при активизации подвижных поясов	151

CONTENTS

Introduction	5
<u>Ophiolites and tectonics</u>	
Dobretsov N.L. Problems of tectonics and ophiolite belts of Central Asia, South Siberia and North China	7
Kitsul V.I., Beriozkin V.I. Evolution of the Earth crust of Eastern Siberia in the Early Precambrian: the Aldanian shield as an example	25
Dobretsov N.L., Kitsul V.I. The comparison of the Precambrian blocks of Eastern Asia	34
Sklyarov E.V., Dobretsov N. L. Eclogite and blueschist belts of South Siberia and North China	41
Dong Shenbao. The general features and distribution of the glaucophane schist belts of China	55
Dook G.G. The main structural-petrological features of the Riphean greenschist and glaucophane-greenschist belts (Zeravshan-Gissar zone as an example)	69
<u>Granites and acid volcanites</u>	
Litvinovsky B.A., Dobretsov N.L. The features of Permian-Triassic granitoid magmatism and volcanism of Eastern Asia	78
Zanvilevich A.N., Leontiev A. N. Permian-Triassic alkaline granites and volcanites of Central Asian Fold Belt	82
Dobretsov G.L., Leskov S.A. Permian-Triassic magmatism of Kazakhstan and Middle Asia	91
Leontiev A.N. Permian-Triassic magmatism in Altai-Sayan region (to the problem of the geodynamic interaction between Central and South-East Asia)	98
Litvinovsky B.A., Gordienko I.V., Zanvilevich A.N. Late Paleozoic granites and volcanites of the Transbaikalia and Mongolia	116
Vrzhosek A.A., Sakhno V. G. Late Permian granitoid magmatism of the eastern activated margin of Sino-Korean shield, ..	126
Lychagin P. P. Late Paleozoic and Early Triassic magmatism in the Soviet North-East	135
Wang Dezi, Liu Changshi. Distribution and geochemical features of Hercynian-Indosinian granitoids in South-Eastern China	142
Litvinovsky B.A. The conditions of acid magma generation under the mobile belts activation	151

Научное издание

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА
ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Редактор издательства И.С. Цитович

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник Н.А. Пискун

Технический редактор Н.М. Остроумова

ИБ № 47252

Сдано в набор 03.04.90. Подписано к печати 19.06.90.
МН-01087. Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 14,3 + вкладка.
Усл. кр.-отт. 14,9. Уч.-изд. л. 15,1. Тираж 560 экз.
Заказ № 124. Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
"Наука", Сибирское отделение. 630099 Новосибирск,
ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Ново-
сибирск, ул. Станиславского, 25.

Problems of tectonics and ophiolite belts of Central Asia, South Siberia and North China / Dobretsov N.L. // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

Gondwana and Laurasia parts of the Pangea were distinguished on their structure and evolution and it resulted as the formation of Precambrian blocks of Gondwana and Laurasia types.

We can indicate also the Precambrian blocks of Pacific or indifferently unidentifiable types were probably the continental microplates in the Pantalassa ocean.

The most successive assemblages of ophiolite belts (from Riphean up to Triassic) is found between Siberian and North China plates. They may be relics of the oceanic lithosphere of the different oceanic basins. In any case we can distinguish by ages of ophiolites five stages of the opening of the oceanic structures: 1,6-1,3 b.y.; 620-530 m.y.; 480-520 m.y.; 430-460 m.y.; 330-400 m.y. The ophiolites of the second and the third stages are most usual in Central Asia fold belts. Between them there are the main stages of closing and accretion which are usually named as the main tectonic phases: Grenwill (1.1-1.2 b.y.); Dalstrandian (0,60-0,7 b.y.); Salarian (0.53-0.51 b.y.); early Caledonian (0.41-0.39 b.y.); main Hercynian phase (0.33-0.30 b.y.). For all these phases we know the olistostromes and blueschists.

The ophiolites of Riphean cycle are found in zones along boundaries of Siberian plate (North Baikal region, Enisey Mts, Taymyr) and North China. Full section of such ophiolite was described in the Baikal-Muya belt. The age of ophiolites according to the geological and some isotopic determination is approximately 1.5-1.3 b.y.

The ages of Caledonian ophiolites are the Late Vendian in Tuva and West Sayan; Early Cambrian in the North Mongolia and probably in the East Sayan. After this there are two stages of the closing and accretion: in middle Cambrian (Tuva, West Sayan) and in the Silurian - Early Devonian (East Sayan, North Mongolia, Dzhida etc.) They were fixed by the olistostromes folding, following metamorphism and granite intrusions. In the Hercynian zones of the Ural-Mongolia system, in the Chara belt of East Kazakhstan, South Tien Shan, South Mongolia, Inner Mongolia of China the formation of ophiolites was in Silurian-Devonian.

The most indicative complexes for the reconstruction of the geodynamic position of ophiolites are dyke and volcanic ones. The composition and structure of dykes varied accordingly to composition of basaltic lavas.

The composition and inner structure of ophiolites vary widely, being in general corresponded to lithosphere of marginal seas and primitive island arcs.

Fig. 4. Bibliogr.: 47.

Evolution of the earth crust of the Eastern Siberia in the early Precambrian: The Aldan shield as an example / V.I.Kitsul, V.I. Beriozkin // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

The early Precambrian Earth crust of the Aldan shield mainly is composed of early Archean infracrustal granite-, charnockite- and enderbite-gneisses (3.4 - 3.7 Ga), grey gneisses (3.0 Ga), and of Aldan supracrustal granulite-facies rocks (3.3 Ga). In addition, the formations of the Late Archean (volcanogenic Olondo series - 2.96 Ga, volcanogenic-sedimentary Tungurcha series and terrigenous molasse-type Tasmelin series) and Early Proterozoic (volcanogenic-sedimentary Udokan series - 2.1 Ga and mature platform sedimentary Ugui series) as well as gabbro-diorite (2.04 Ga) and granitoid complexes are present.

Thus, early Precambrian Earth crust had a long (more than

1.5 Ga) and complex multicycle geological evolution. It had been formed during three main stages of endogenic cycles, namely, Early Archean Aldan cycles I and II, Late Archean Stanovoy cycle III, and Early Proterozoic Tasmielin-Udokan cycles IV and V.

Deformations of the Early Proterozoic stage also resulted in tectonic wedging of the Late Archean and Early Proterozoic formations into the Early Archean rocks. The latter underwent intensive structural and metamorphic changes - refolding of the ancient Aldan folds and retrograde metamorphism. All these endogenic processes disrupted the isotopic systems in rocks and minerals and resulted in rejuvenation of radiometric ages of the Early Archean formations.

Fig. 3. Table. 1. Bibliogr. 25.

Blueschist belts of the South Siberia and North China / E.V. Sklyarov, N.L. Dobretsov // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

Ancient blueschist belts are widely distributed in Asia. They mark the boundaries of large lithospheric plates. The ages of blueschist belts are from Late Precambrian (1100-1300 Ma) up to Middle Paleozoic (400 Ma). Eclogite-blueschist belts of Central China mark the southern boundary of Sino-Korean platform and have the age 600-1300 Ma. Along the southern boundary of Siberian craton several discontinuous blueschist belts with ages 650 to 520 Ma occur in the Caledonian Central Asian - Mongolian fold belt. Blueschist belts of Northern China belong to the same fold belt, but reflect later stages of accretion near Tarum and Sino-Korean cratons. The South Siberian blueschist superbelt consists of the discontinuous chain of similar on age and tectonic position belts (from east to west): Tukuring-ra; Ergun, Aginsk, Baykal-Muya, Oka, Kurtushibin, Borus, Uymon. The three first of them belong to Mongol-Okhotsk fold belt and the others are components of Altai-Sayan folded system. In the well-investigated belts there are two peaks of age dates of blueschist metamorphism: 600-640 Ma (Uymon, Kurtushibin, Oka) and 520 Ma (Kurtushibin) which can reflect two stages of accretion near Paleo Siberian continent. Blueschist belts represent the melange zone (Borus), part of ophiolite belt (Kurtushibin, Baikal-Muya) or volcano-sedimentary rock sequences of Late Proterozoic age. The association with ophiolite-clastolistostrome is usual.

Eclogite-blueschist belts of the southern margin of Sino-Korean platform (Anhui, Xenan, Hubei, Gansu and Shansi provinces) are Late Proterozoic and have three peaks of ages: 1100 - 1300 Ma, 870-875 Ma and 650 - 750 Ma which may reflect the subsequent stages of the tectonic evolution in these regions. Protolites are represented by volcano-sedimentary rock sequences with some carbonate. Small blocks of ultrabasites and gabbro are usual. Blueschist belts of the same age are known in the southern margin of Tarum craton (Aksu) and eastern margin of Burea block (Heilongjian).

Paleozoic blueschist belts are wide-spread in the Northern China (Xinjiang and Inner Mongolia). They have the age 400 - 460 Ma and usually associate with Low Paleozoic sequential ophiolites. Blueschist metamorphism has affected on upper parts of ophiolite sequences and associated rocks. These belts are: South Tianshan and Ebinur (Xinjiang) and Ondor Sum and Erlan in Inner Mongolia.

We suggest that the chain of the glaucophane-greenschist belts of South Siberia marks the main accretion suture line of Siberian paleocontinent in Vendian time, eclogite-blueschist belts of Central China mark the southern boundary of Sino-Korean paleocontinent in Late Proterozoic time and blueschist belts of Northern China are the indicators of accretion stages in the northern boundary of Sino-Korean paleocontinent.

Fig. 2. Tabl. 3. Bibliogr.: 21.

The general features and distribution of the glaucophane schist belts of China / Dong Shenbao // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

The glaucophane schist metamorphism of China may be classified into two facies based on the temperature variation, and forms various facies series with other facies to reflect the imposed temperature-pressure gradient.

Glaucophane schist belts of China are of different types with regard to their temperature-pressure gradient and tectonic positions. They are: Proterozoic glaucophane schist belts within the ancient craton; Caledonian intra-cratonic glaucophane schist belts; Paleozoic pericratonic glaucophane schist belts around the northern margin of China Platform; Mesozoic-Cenozoic glaucophane schist belts related to recent subduction process. Based upon the study of their relationships, change of the temperature-pressure gradient with the main tectonics of subduction process in China Platform has been discussed.

Most of glaucophane schist belts of China are likely to be formed at ensialic condition with gradual changes from the initial stage of crustal rupture eventually toward the formation of ocean crust, with the concomitant development from A subduction to B subduction. A non-uniformitarian mechanism may be involved as the consequence of the change of the configuration of heat flow during the evolving of glaucophane schist metamorphism.

Fig. 2. Table 1. Bibliogr.: 15.

Main structural-petrological features of Riphean greenschist and glaucophane-greenschist belt (Zeravshan-Gissar zone as an example) // G.G. Dook // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

One of main feature of the modern framework of high-baric belts of the UMFA is a tectonic juxtaposition of Riphean, Vendian-Cambrian greenschist belts which differ in thermodynamic regime of metamorphism, and various ophiolites resulted from the development of the Caledonian and Hercynian thrusting.

They often contain ancient (pre-Riphean) high-grade tonalitic rocks metamorphosed at amphibolite-granulite facies. Riphean greenschist mobile belts show lateral and vertical inhomogeneity in the P_{tot} (ranging from 2-3 to 7-8 kbar) at $T = 300-400^{\circ}C$ to form metamorphic zoning.

New petrochemical data support that Riphean and Vend-Cambrian metabasites do not significantly differ from each other, and are similar to traps of ancient platforms and moderate-alkaline continental basalts. All so far known eclogite-schist assemblages of the UMFA fall into the same composition fields. Riphean and Vend-Cambrian terranes are characterized by the presence of particular lying folds in the former, thus suggesting the existence of a global regional structural unconformity between them throughout the UMFA.

Pb-Pb age of the Gorif complex metavolcanics in the Zeravshan-Gissar SFZ are 920 ± 150 Ma and 1100 ± 140 Ma, and that of the metavolcanics from the Jagnob group is 1250 ± 70 Ma.

Riphean high-baric complexes seem to belong to specific rock associations which show features both of platform and eugeosyncline endogenous regimes (basins of marginal continental type which are transitional to orthogeosynclines).

Fig. 3. Table 1. Bibliogr.: 16.

The features of Permian-Triassic granitoid magmatism and volcanism of the Eastern Asia / B.A. Litvinovsky, N.L. Dobretsov // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

The review of materials available shows that Permian-Triassic granitoid magmatism and acid volcanism were manifested mainly on the territory of Central-Asian Fold Belt and at the much smaller scale to the east from Siberian platform. In the Central Asia the various Late Carboniferous magmatic activity was developed on the vast continental margin and in the island arcs rimmed this margin. There were probably intracontinental conditions in the western part of the region (Altai, Kazakhstan). At the North-East of the USSR of the Late Paleozoic magmatism was localised mainly in the island arcs and marginal-sea rift zones.

At the end of Permian the collision of Siberian continent and Sino-Korean paraplatform completed the transforming of all Central Asian territory into the intracontinental region. The main of this stage was the low degree development of crust clustering in the collision zone, that is determined by the analyses of insignificant spreading of granites connected with the orogenic stage. On the boundary of Permian and Triassic on the territory of Central-Asian Belt the complex system of large rift and riftogen zones had been formed, these zones controlled the generation of high alkaline acid magmas. On the North-East of the USSR the basalt magmatism in the large rift zones which were formed in different parts of the epicontinental sea basin is treated as the magmatism of the same stage. Simultaneously, the powerful trap magmatic activity was manifested in the western part of Siberian platform. The predomination of tension structures at the Asian East occurred that time with the Gondwana disintegration but these tectonic events have not led to the split of Asian supercontinent.

Permian-Triassic alkaline granitoids and volcanites of Central-Asian Fold Belt / Zanvilevich A.N., Leontiev A.N. // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

Alkaline granites, syenites, volcanites are widely spreaded on the territory of the Central-Asian Fold Belt. The main stage of their formation was Permian and the beginning of Triassic. Permian-Triassic alkaline granitoids and comagmatic volcanites form on the territory of 4500 x 2000 km the complex system of linear, circular and chain-like areals which are localized into paleoriftogenic zones and large-scale deep faults structures. The extent of the largest area (Mongolian - Transbaikalian alkaline granitoid province) is above 2000 km. Two stages of formation of oversaturated with silica alkaline magmas are differed: Early Permian and the boundary of Permian and Triassic. The mineralogic and chemical composition of alkaline granitoids is briefly characterized. The structure of the second in its dimension Khorinsk pluton (650 km², Transbaikalia) is described.

Fig. 3. Tabl. 2. Bibliogr.: 10.

Permian-Triassic magmatism of Kazakhstan and Middle Asia / Dobretsov G.L., Leskov S.A. // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

Major space - time pattern of Permo-Triassic magmatism exhibited in Kazakhstan and Central Asia is discussed. Two main stages (early and late orogenic) of evolution of the Late Paleozoic magmatic processes in this territory are distinguished and characterized. Specific features of petrological composition, structure, distribution and tectonic position of the corresponding volcanogenic associations and granitoid suits are analysed, whose highest diversity characterizes the late orogenic (Late Permian - Early Triassic) stage.

Fig. 3. Table 1.

Permian-Triassic magmatism in the Altai - Sayan region: to the problem of the geodynamic interaction between Central and South-East

Asia / Leontiev A.N. // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

1. The Altai-Sayan region by its composition and time of the end of main tectono-magmatic cycles, makes up a single unit with Kazakh and Central-Asian regions of the Urals-Mongolian belt. The main intraplate granite series which ended in ultraalkaline intrusions is associated with independent Late-Hercynian deutero-orogenic cycle C_3-P_1

and is selectively confined to ancient sialic massifs - Balkhash, Altai, Khangai ones etc; besides, it also involved caledonide zones and marginal parts of the South-Eastern Asia platform:

2. Transitional orogenesis-riftogenesis $P-T_1$ cycle is characterized either by mixed or contrast, subalkaline or alkaline magmatism, decreasing orogenesis and increasing rift destruction, which expressed itself in the formation of the system of superposed transasian vulcanopluton linear belts. It coincided in time with: powerful orogenic granitic formation in South-East Asia and an energetic outburst of trapp platform and riftogenic preplate basaltoid magmatism in North Asia.

3. The long-term (until the Triassic) marine sedimentation and accompanying gabbro-diorite-plagiogranitic series composing the Indo-Chinese (early Cymmerian) cycle are confined to the zone which is intermediate between the Central Asian Paleozoides and the Mediterranean Alpine belt, i.e. to the High Asia outside the USSR, Qinlin, but also to the Pacific marginal areas.

4. Processes typical for tectonomagmatic cycles are: directional azimuthal displacement of magmatic belts occurring in stages; rapid occurrence of destructive processes involved in a new stage in weakened interblock zones and the resulting formation of ultimate (deutero-orogenic) complexes which in places leads to the doubling of aging intrusive series.

Fig. 3. Table. 1. Bibliogr.: 47.

Late Paleozoic granites and volcanites of the Transbaikalia and Mongolia / Litvinovsky B.A., Gordienko I.V., Zanvilevich A.N. // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

The evolution of Late Paleozoic magmatism on the territory of large province (over 2,000,000 km²) has been analyzed. It is shown that magmatic activity have been large-scaled and specification of magmatism has been determined by the geodynamic regime in the main tectonic structural units (from n.-w. to s.-e.): Selenga-Vitim mobile belt, Khangai-Khentei-Daurian arched uplift, Central-Mongolian and South-Mongolian volcanic belts. Two main stages of magmatic activity are determined: Late Carboniferous-Early Permian and Late Permian-Early Triassic. The schemes of magmatism for each stage are drawn. Phanerozoic history of the best investigated Selenga-Vitim belt is discussed.

Fig. 4. Table. 2. Bibliogr.: 12.

Late Permian granitoid magmatism of the eastern activated margin of Sino-Korean shield / Vrzhosek A.A., Sakhno V.G. // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

Within the folded zone, which represents a paleorift trough and embraces South-West Primorye and adjacent areas of China and Korea, two complexes of Late Permian granitoids have been distinguished: syntectonic tonalite-granitic one and post-folded complex of granophyric granites. Structural position, age and structure of multiphase plutons of each complex, as well as the changes of mineral and chemical composition of rocks through their differentiation are discussed. Suggested for-

mation subdivision of Late Permian granitoids of the Sino-Korean shield eastern margin can be a basis of their correlation elsewhere in this region.

Fig 4. Table 1. Bibliogr.: 14.

Late Paleozoic and Early Triassic magmatism in the Soviet North-East / Lychagin P.P. // Problems of magmatism and metamorphism of East Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

During the Late Paleozoic - Early Triassic the magmatic formation as follows originate easterly of the Siberian platform:

a) the Late Paleozoic sodium rhyolite-basalt and basalt-rhyolite formations (the settings being those of ocean and marginal sea on suboceanic crust, respectively) and the accompanying gabbro-nalite-plagiogranite formation;

b) the Late Paleozoic andesite-basalt formation (the island arc), andesite-trachyrhyolite and syenodiorite-quartz-monzonite formation (the active continental margin adjoining the island arc);

c) the Late Paleozoic trachybasalt and subalkali picrite-gabbro-diabase formations, which are connected in their origin with the processes of rifting;

d) The Early Triassic gabbro diabase formation (the setting being those of the rifting).

Their occurrence reveals itself in two kinds of zonality. The first zonality is evident relatively to Pacific Ocean. Towards the Siberian platform the oceanic formations are replaced at first by the island arc (andesite-basalt) formation, then, by the continental margin (trachyandesite-trachyrhyolite and syenodiorite-quartz-monzonite) formations and, at last, by rifting generated formations of continental crust (at present, it is Alasea-Oloy folded system). There, the contrast sodium basalt-rhyolite formation in the central part of the marginal sea is replaced at first by the rift-generated trachybasalt and subalkali picrite-gabbro-diorite formation and, further, by the gabbro-diabase formation northerly, southly and westerly. Simultaneously, the age of the basaltic association becomes younger - from Late Carbonian (picrite-gabbro-diabase series) to Triassic (gabbro-diabase series).

Fig. 2. Table 1. Bibliogr.: 16.

Distribution and geochemical features of Hercynian-Indosinian granitoids in South-Eastern China / Wang, Dezi, Liu Changshi // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

The tectonic patterns of the Hercynian-Indosinian cycle in southeastern China can be divided into two types. The first type is the Hercynian-Indosinian eugeosynclinal system, which is situated on the outer side of the Caledonian uplift belts. The second type is the Hercynian-Indosinian fault depression zone or superimposed basin system, which is developed on the basement formed by the Caledonian orogenic movement. There are two genetically different series of granitoids corresponding to two tectonic settings in the Hercynian-Indosinian tectonic regime of southeastern China.

Among the transformation-series batholiths one of the largest in the Qinzhou Gulf geosyncline is known as the Darongshan granite (NE-extending) with an outcrop area of about 7000 km². The age of emplacement, determined by whole-rock Rb-Sr isochron method ranges from 223 to 263 m.y., corresponding to late Permian, with higher Sr initial ratios (0.7179-0.7274). The granite is chemically rich in K₂O but poor in Na₂O with the atomic Na/K ratio < 1.0 and the mole ratio

$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) > 1.0$. K-feldspars are usually predominated by medium to maximum microclines with a higher degree of Al-Si ordering characterized by the concentration of Al in T_1 sites of the feldspars ($t_1(0) = 0.57-0.99$). Biotites are often rich in Fe but poor in Mg, belonging to Fe-biotite or siderophyllite, with a lower MF value ($Mg / (Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn)$), normally < 0.4 , and a lower Fe^{3+} / Fe^{2+} ratio of $0.03-0.02$ in their octahedron layers. This fact indicates that the oxidation degree of iron is relatively low in the transformation-series granites as compared with the syntexis-series granitoids.

Granitic batholiths of the syntexis series distributed along the fault belts in the Hercynian depressions are usually more mafic, meta-aluminous granodiorites and smaller in size than those of the transformation series, with an outcrop area of $1-200 \text{ km}^2$. The Taiping granodiorite, for instance, is situated on the southern side of the Lower Yangtze River depression. It was emplaced 223 m.y. ago as dated by whole-rock Rb-Sr isochron method, with an initial Sr ratio of 0.706. Petrochemically, it is characterized by $Na/K > 1.0$ (1.31), mole $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) < 1.0$ (0.95) and high $Fe_2O_3 + FeO$ (0.47), evidently differing from the transformation-series granites. K-feldspars are predominated by orthoclase with a lower degree of Si-Al ordering ($t_1(0) = t_1(m)Z = 0.30$). Biotites are commonly rich in Mg in their octahedron layers ($MF = 0.42-0.50$) with higher Fe^{3+} / Fe^{2+} ratios (0.36-0.51), indicating their formation under higher oxygen fugacity conditions. All this goes to prove that the syntexis-series granitoids were probably derived from mafic igneous or metamorphic source rocks in the lower crust.

Fig. 3. Table. 2. Bibliogr.: 3.

The conditions of acid magmas generation under the mobile belts activation / B.A. Litvinovsky // Problems of magmatism and metamorphism of Eastern Asia. - Novosibirsk: Nauka. Sib. Branch, 1990.

The potassium-rich granitoids and comagmatic volcanites that are formed during the mobile belts activation period compose the belts stretching for some thousands km. One can judge about temperature conditions of acid magmas generation by studying the temperatures maxima of melt inclusions homogenization in the liquidus minerals. For this purpose the most suitable objects are the intratelluric phenocrysts of acid volcanic and sudvolcanic rocks. The summation of all the accessible published data (35 geological objects in the USSR, Mongolia and other countries) indicates that the maxima of T_{hom} reach $1000-1100^\circ \text{C}$ and even more as a rule. We can conclude that it is possible to calculate the high pressures (more than 12-15 kbar) during the magmas generation of the base of garnets composition in granitoids and volcanites as well as by early syenite intrusive phases in some magmatic associations in activated regions. Obtained data show the specific conditions of magma generation: crustal substratum was undergone melting under T and P values that are typical not for crust but for heated mantle. These conditions are realised into two types of geodynamic regimes a) in the zone of continental plates collision where the crust was thickened; b) in the rift zones where the large crust blocks have been plunged into at 10-15 km. The gravitational instability led to acid melts removing to the higher levels and in the region of magma generation the substratum was partly or completely eclogitized approximating by its characteristics to the mantle rocks.

Tabl. 2. Bibliogr.: 57,

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовятся к выпуску следующие книги:

Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. - 17 л.

Исследуется проблема уровней организации форм тектонического рельефа Земли. Дается характеристика рельефа главных базисных поверхностей континентов. Проведен структурно-морфологический анализ новейших орогенических поясов материков и предложена их классификация. Рассматривается симметрия планетарного рельефа. Обсуждается значение симметрических свойств рельефа в построении метатеории геоморфологии, в объяснительных и прогнозных геоморфологических построениях.

Для геоморфологов и геологов.

Черезов А.М. Модель геотектонического развития Центральной Азии. - 11 с.

Разработана физико-механическая модель астеносферного диапиризма, а на ее основе - геодинамическая модель геотектонического процесса. На базе этой модели произведена оценка геодинамической обстановки на планете, этапность и наиболее общие тенденции ее развития, разработана качественная модель развития Центральной Азии в позднем докембрии и фанерозое, обоснованы основные геотектонические, петрологические и металлогенические следствия геодинамической модели. Показано, что она является серьезной основой для решения многих проблем геологии.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области геотектоники, петрологии и металлогении.

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

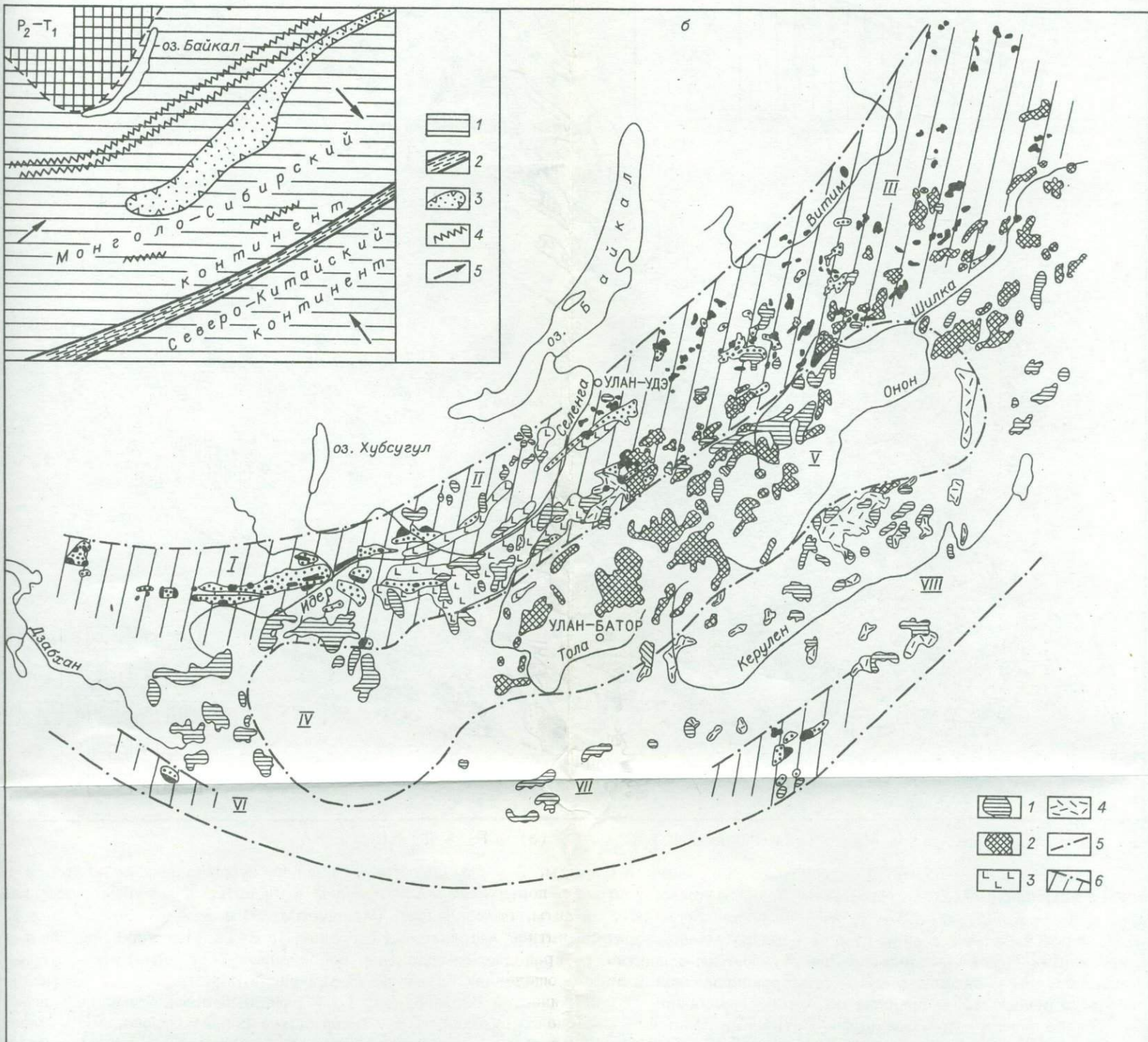
Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации.

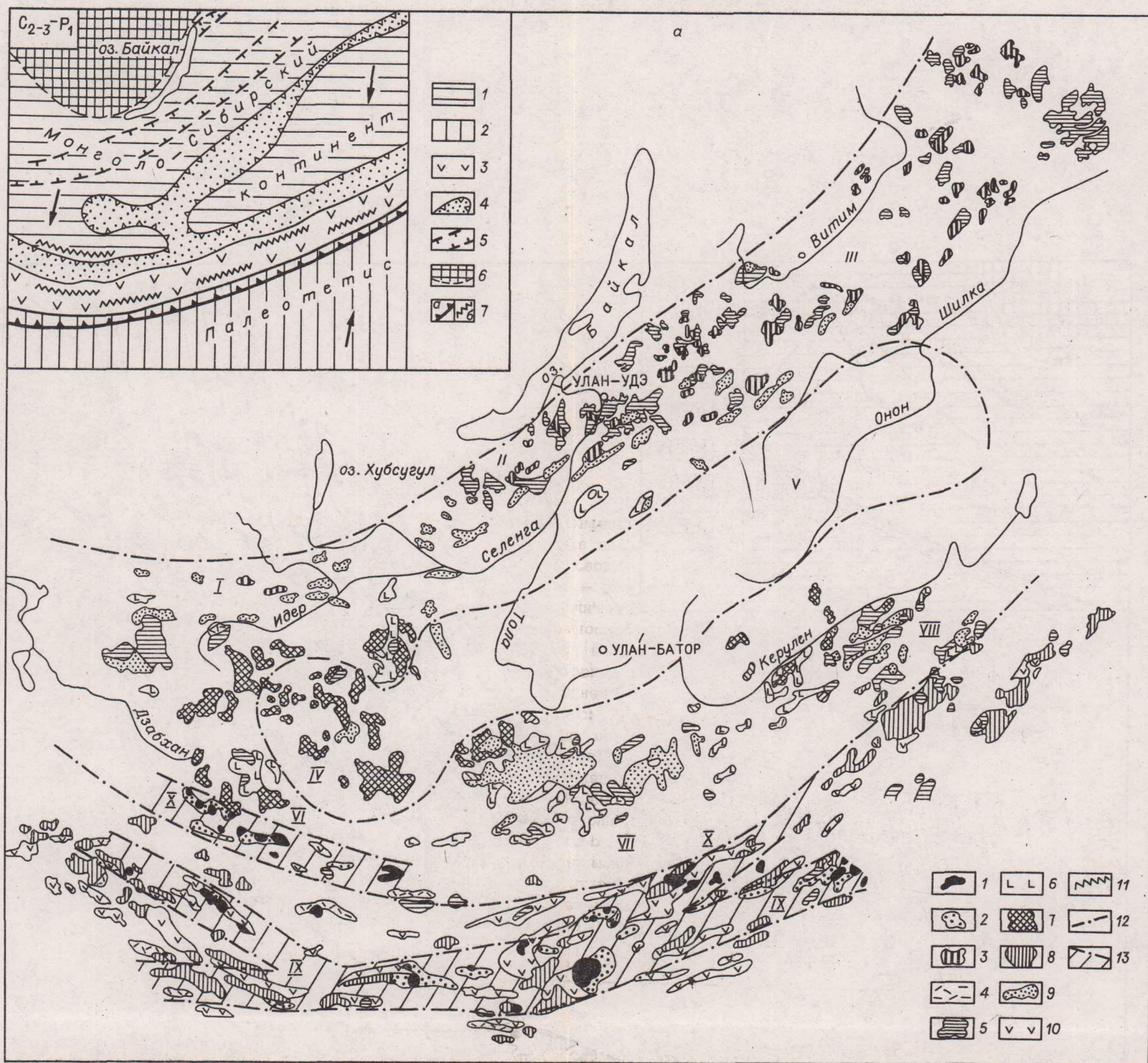
Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117393 Москва, ул. Академика Пилгогина, 14, корп. 2, магазин "Книга - почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 252208 Киев, ул. Правды, 80-а, магазин "Книга - почтой"; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга - почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга - почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга - почтой");
- 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 ("Книга - почтой");
- 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 ("Книга - почтой");
- 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 ("Книга - почтой");
- 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 ("Книга - почтой");
- 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 ("Книга - почтой");
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга - почтой");
- 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 ("Книга - почтой");
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79;
- 252025 Киев, ул. Осипенко, 17;
- 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 ("Книга - почтой");
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 ("Книга - почтой");
- 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 ("Книга - почтой");
- 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57;
- 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4;
- 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 ("Книга - почтой");
- 103009 Москва, ул. Горького, 19-а;

- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630099 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга - почтой");
- 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пушино Московской обл., МР "В", 1 ("Книга - почтой");
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга - почтой");
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой");
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой").

5242





Р и с. 1. Схемы магматизма Монголии и Забайкалья в $C_3 - P_1$ (а) и $P_2 - T_1$ (б).

а: 1-7 - нижняя пермь: 1 - щелочные А-граниты и сиениты, 2 - бимодальная ассоциация субщелочных базальтов и риолитов с комендитами, 3 - субщелочные моношпатовые (ортоклаз-пертитовые) А-граниты и сиениты, 4 - субщелочные риолиты, дациты и андезиты, 5 - субщелочные лейкограниты, сиениты, граносиениты (А-граниты), 6 - известковощелочные и субщелочные базальты и андезиты, 7 - диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация (I-граниты); 8-12 - поздний карбон и ранняя пермь: 8 - нерасчлененная диорит-тоналит-гранитная и гранодиорит-гранитная ассоциация (I-граниты), 9 - субщелочные риолиты и андезиты, 10 - дифференцированная известковощелочная базальт-андезит-риолитовая серия, 11 - офиолитовая ассоциация, 12 - границы областей с различной геодинамической обстановкой; 13 - рифтовые зоны. Римскими цифрами обозначены: I - III - Селенгино-Витимский пояс: I - Северная Монголия, II - Джидинская горная страна, III - Западное и Северо-Западное Забайкалье; IV, V - Хангай-Хэнтэй-Даурское сводовое поднятие: IV - Хангай, V - Хэнтэй-Даурская зона; VI-VIII - Центрально-Монгольский вулканический пояс: VI - Гоби-Алтай, VII - Средняя Гоби, VIII - Восточная Монголия; IX, X - Южно-Монгольский вулканический пояс: IX - Гоби-Тяньшань, X - Хантайшир-Аргалинтуй.

На врезке - геодинамическая схема: 1, 2 - континентальная (1) и океаническая (2) плиты; 3 - островная дуга; 4 - краевые и внутренние морские бассейны; 5 - долгоживущая шовная зона; 6 - южный выступ Сибирской платформы; 7 - зона Заварицкого - Бенюфа (а) и рифтовые зоны с бимодальным вулканизмом (б).

б: 1 - субщелочная гранит-лейкогранитовая и гранит-граносиенитовая формации (А-граниты); 2 - известковощелочные, редко субщелочные гранодиорит-гранитная и гранитная формации, местами с предшествующими габброидами (I-граниты); 3 - субщелочные андезит-базальтовая и базальтовая серии; 4 - субщелочные и известковощелочные риолиты, местами с андезитами и базальтами; 5 - границы областей с различной геодинамической обстановкой, 6 - рифтовые зоны.

На врезке - геодинамическая схема: 1 - континентальные плиты; 2 - зона столкновения и поглощения океанических, окраинноморских и островодужных комплексов; 3 - эпиконтинентальные мелководные морские бассейны; 4 - рифтовые зоны с бимодальным вулканизмом; 5 - направления движения плит.

5242



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ