

В.Г. САХНО

**ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ
ВОСТОКА АЗИИ**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.Г. САХНО

**ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ
ВОСТОКА АЗИИ**



Владивосток
Дальнаука
2001

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH
FAR EAST GEOLOGICAL INSTITUTE

V.G. SAKHNO

**LATE MESOZOIC AND CENOZOIC
CONTINENTAL VOLCANISM
OF EAST ASIA**

◀



Vladivostok
Dalnauka
2001

УДК 55+(651 24+553 2 052(57)

Сачно В I Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с. ISBN 5-8044-0179-3.

Работа посвящена характеристике магматизма позднемезозойско-кайнозойских вулканических поясов Востока Азии, структурному положению вещественному составу слагающих комплексов геодинамическому режиму формирования. Выделен новый тип вулканизма плюмовый. Приведены петрохимические, геохимические, минералогические и изотопные (Sr, Nd, Pb) данные по магматическим комплексам зон плюмового вулканизма континентальных поясов.

На основе новых данных по изотопии и спектрам REE рассматриваются вопросы происхождения пород и влияния глубинных (мантийных) источников на генезис магм.

Рассмотрены вопросы влияния флюидов, особенно галогенов (F, Cl) на формирование и генезис рудномагматических систем и их потенциальную рудоносность.

Предложена новая модель магматизма и геодинамики структур активных окраин.

Работа будет интересна специалистам по вулканизму, петрологии и металлогении.

Ил. 77, вкл. 1 табл. 71 библиограф. 391.

Главный редактор академик РАН В. Г. Моисеенко

Рецензент доктор геол.-мин. наук Е. П. Леликов

Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

Sakhno V G Late Mesozoic-Cenozoic Continental Volcanism of East Asia. Vladivostok: Dalnauka, 2002. 336 p.

The paper dwells upon the characteristics of the Late Mesozoic-Cenozoic Volcanism belts of East Asia: their matter composition, structural position, and geodynamic formation. The new type of plume volcanism is distinguished. Petrochemical, geochemical, mineralogical and isotopic (Sr, Nd, Pb) characteristics of magmatic complexes of plume volcanism zones are described. Ore origin and the influence of deep-seated (mantle) sources on magma genesis are investigated using the new isotopic and REE spectra.

The paper also deals with the effect of fluids, halogens (F, Cl) for the first place, on the formation of ore-magmatic systems and their potential ore content.

A new model of magmatism and active margin geodynamic structures is proposed.

The paper is intended for specialists in volcanism, petrology and metallogeny; it is also might be used by geology students.

Ill. 77, tabl. 71, bibl. 391.

*Памяти моего погибшего внука,
Михаила Бурцева,
посвящается*

ВВЕДЕНИЕ

Восточная окраина Азии находится в зоне перехода океан-континент – уникальный природный полигон, где могут быть решены многие вопросы геологического взаимодействия двух крупнейших структур Земли: океанической плиты и континентального блока, которые проявлялись неоднократно как в прошлом, так и настоящее время. Это вызывало проявление интенсивного вулканизма, извержения огромных объемов основных, средних и кислых магм в пределах линейных депрессионных структурах как вдоль границы столкновения, так и далеко за ее пределами в зонах коллизий континентальных блоков.

В континентальных блоках, крупнейших структурах континентальной Азии с ядрами архейско-протерозойских массивов проявлен ареального типа вулканизм наиболее глубинных фаций – лампроитов, кимберлитов, меймечитов, которые по петролого-геохимическим параметрам и эволюции можно отнести к продуктам плюмового вулканизма.

Причины такого разнообразия проявления вулканизма континентальной части Тихого океана Азии, да и всего окружения Тихого океана, в пределах которого сосредоточены крупнейшие и уникальные месторождения металлов Au, Ag, Pt, Sn, Cu, Pb и др., далеки от исчерпывающего познания.

Выявление основных закономерностей развития, всесторонней характеристики геологического строения, состава и условий формирования в зависимости от геоструктурных и глубинных факторов представляют одну из важнейших задач в изучении магматизма континентальных поясов и зон – типоморфных структур зоны перехода океан-континент.

Особый интерес к вулканизму континентальной окраины возрос в последнее десятилетие в связи с концепцией глобальной плитовой тектоники и новых представлений о роли террейнов. С этих позиций представления о тектоно-магматической активизации континентальных структур Востока Азии как результат глубинных процессов, развивающиеся в 60-80 –ые годы в России и Китае, находят свое логическое объяснение.

Основная цель данной работы заключается в выявлении общих закономерностей развития магматизма в континентальной части Восточной

Азии в зависимости от глубинных условий, геодинамического режима, влияния процессов ассимиляции и др. факторов, влияющих на петрогенезис и генерацию расплавов. Особая роль отводится изучению влияния флюидного режима в формировании рудно-магматических систем, как структур глубинного заложения.

В качестве объектов рассматриваются и анализируются данные, собранные автором в течение многочисленных экспедиций на территории Дальнего Востока: Чукотке, Прихотье, Хабаровском и Приморском регионах, Северо-Восточном Китае. Кроме того, использованы литературные данные по этим и другим регионам, а также результаты исследований коллег, работавших в совместных экспедициях с китайскими, японскими и корейскими геологами на Дальнем Востоке России и за ее пределами. Использовались анализы и данные коллег по совместной работе и полевых экспедициях, долгие годы работавших бок о бок: С.О. Максимова, В.Ф. Полина, В.К. Попова, С.Ш. Надибадзе, А.П. Матюнина, Г.В. Ботрякова, А.А. Чашина и многих других, которые и поныне составляют крепкое ядро некогда созданной лаборатории "Вулканические пояса".

Для сравнения в работе приводятся данные по вулканизму регионов, лучше изученных и наиболее близких по структурным, геодинамическим и геолого-геофизическим позициям к окраинно-континентальным поясам и зонам Востока Азии.

В монографии использовано огромное количество новых силикатных анализов, определений минералов, большое число определений редких и редкоземельных элементов, изотопов стронция, неодима, свинца, новые данные определений абсолютного возраста (K-Ar, Sm-Nd). Для решения вопросов роли флюидного режима использованы определения газов хроматографическим способом (H_2O , H_2 , CO_2 , CO , CH_4 , N_2), а также определения галогенов (F, Cl) в гидроксилсодержащих минералах (биотитах, роговых обманках, апатитах) на микрозонде.

Содержание петрогенных элементов определялись традиционным химическим методом (мокрым) в лабораториях Дальневосточного геологического института ДВО РАН (аналитики Натарова З.С., Недашковская Л.В., Щека Ж.А., Алексеева Л.И., Коханова В.Г., Авдеевина Л.А.) Концентрации микроэлементов в породах и минералах определялись количественным спектральным методом (Ni, Co, Cr, V, Pb, Cu, Zn, Mo) и рентгено-флуоресцентным (Rb, Ba, Sr, Y, Nb и др.) – аналитики Л.Н. Азарова, Т.В. Ланкова, Т.В. Сверкунова, Т.К. Бабова, В.Е. Сахно, В.И. Сеченская и др.

Рентгено-радиометрическим методом определялись Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, La, Ce, Y в химико-аналитической лаборатории Института химии ДВО РАН – аналитик В.В. Коваленко.

Редкоземельные элементы (REE) определялись в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) – аналитики Г.П. Сандимирова, Е.В. Смирнова. Определение изотопов свинца и стронция проводилось в ГЕОХИ (г. Иркутск) на масс-

спектрометре "Finnigan MAT-262". аналитики Ю.А. Исакова, Г.П. Сандмирова, Ю.А. Пахолеченко, Л.С. Лелюхина.

Sm-Nd изотопные анализы выполнены в ГИКНЦ (г. Апатиты) с использованием методики (Журавлев и др., 1989), неодим анализировался на многоканальном масс-спектрометре MAT-262. Нормирование изотопных отношений неодима осуществлялось по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Параллельные измерения стандартного образца "La Jolla" дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd} = 0.511842 \pm (20/2 \delta \text{ ед.})$ – аналитик Д.З. Журавлев.

Анализы минералов выполнены на микрозонде JXA-5A в ДВ геологическом институте ДВО РАН – аналитики В.А. Сапин, Н.И. Екимова.

Определения калий-аргонового возраста пород и минералов выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре MU-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar . определения калия – методом пламенной спектрометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_{\text{K}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\text{R}} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ (ат. \%)}$ – аналитики М.М. Аракеяни, В.А. Лебедев.

Работа выполнена в лаборатории петрологии вулканических формаций ДВО РАН. Исследования проводились в тесном контакте с коллегами по лаборатории, а также с геологами производственных организаций Мин-Гео России. В связи с этим в работе привлекались материалы геологов по совместным экспедициям, за что автор им благодарен.

В разное время многие проблемы и результаты исследований по теме морфографии обсуждались с А.А. Маракушевым, В.Г. Моисеенко, Ю.И. Пущаровским, А.Д. Щегловым, Л.И. Красным, И.Н. Томсоном, И.Н. Говоровым, Г.М. Власовым, Т.И. Фроловой, Н.П. Романовским, Ю.Д. Кузьминым, с коллегами по институту – О.В. Авченко, И.А. Тарариным, С.С. Зиминым, А.И. Ханчуком, В.П. Симаненко, А.М. Ленниковым, Р.А. Октябрьским, Е.Д. Петраченко, П.В. Маркевичем и др., а также с коллегами по лаборатории – С.О. Максимовым, В.Ф. Полиным, В.К. Поповым, Ю.А. Мартыновым, Ф.И. Ростовским, Н.С. Никольским, Г.В. Ботряковым, С.Ш. Надибаидзе, А.П. Матюниным, А.А. Чащиным.

Весьма полезными были дискуссии с зарубежными коллегами по совместным экспедициям – У. Отофуджи (Университет Кобе, Япония), Т. Матсуда (Департамент геологии, Институт Химейджи, Япония), Т. Сакияма (Департамент науки, Япония) и др.

Автор искренне благодарен надежным помощникам В.Г. Судзеловской, Л.В. Цуриковой, Н.П. Коноваловой, Е.С. Ермоленко, Л.Н. Дында, В.Г. Сазонову, Л.И. Азаровой, Т.К. Бабовой, В.Е. Сахно, Л.В. Недашковской и многим другим, способствовавшим выполнению и оформлению работ по теме исследования.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОКА АЗИИ

Восточная часть континентальной окраины является составной частью Тихоокеанского подвижного пояса – уникальной структуры нашей планеты. Взаимоотношение континентального обрамления со структурами древнего Тихого океана привлекают внимание геологов, геофизиков, геохимиков всего мира, ибо здесь можно решать многие вопросы развития на протяжении всей истории эволюции планеты. Тихоокеанский подвижный пояс включает в себя как древние сиалические блоки, с возрастом более 3-х млрд. лет, так и более молодые складчатые структуры, которые их обрамляют. Здесь развиты наиболее молодые подвижные пояса – островные дуги и погруженные структуры окраинных морей, проблема природы которых еще далека от разрешения.

Вопросы геодинамического режима в зоне столкновения континент-океан, проявления разноглубинного магматизма, полицикличность и многометальность рудообразующих процессов, связанных с этапами эндогенной активности, множество других проблем требуют решения на современном уровне научного познания Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Это нашло отражение в многочисленных публикациях российских и зарубежных ученых.

Одной из особенностей Тихоокеанского подвижного пояса является многократное проявление вулканизма на фанерозойском этапе его развития: в раннем и позднем палеозое, в мезозое и кайнозое. Наиболее активным вулканизмом, охватившим не только континентальное обрамление Тихого океана, но и его внутренние структуры, был позднемезозойско-кайнозойский. Он сопряжен с наибольшей активностью внешнего ядра, с поднятиями "bubble" на его поверхность и активной дегазацией. Именно для этого этапа характерны наиболее высокие проявления магнитной восприимчивости, что, как полагают ученые, является следствием реакции на внешнем жидком ядре, деструкцией граничного слоя "D", сопровождаемой снятием давления и выбросом огромных потоков восстановленных газов (водорода), потоком мощных струй-плюмажей, плавлением и подъемом расплавов на поверхность Земли – вулканизмом [Haggerty, 1994; Ханн, Ломизе, 1995; и др.], который проявляется в протяженных зонах растяжения – поясах, а также в очаговых ареалах – зонах плюмового вулканизма, как в континентальных блоках, так и океанических структурах: Центральные

Азиатское горячее поле [Ярмолук, Коваленко, 1995; Кузьмин, 2000], обширное поле горячих точек – Супер-Рью [Larsen, 1991], юго-запада Тихого океана и др.

Протяженные вулканические пояса как Востока Азии, так и западной окраины Американского континента обрамляют Тихий океан, протягиваясь на 8-10 тыс. км с севера на юг. Это так называемые Циркумпацифические пояса магматизма, представляющие собой типоморфные структуры Тихоокеанского подвижного пояса, которые можно сравнить с современными островными дугами Тихого океана. Примечательно, что вулканические пояса, сопряженные с зонами растяжения, на большей части Тихоокеанского обрамления сопровождаются плутоническими поясами, близкими по возрасту к вулканическим, но, как правило, лишенные эффузивных аналогов. Геодинамический режим такой пары проявления магматизма можно описать системой сжатия-растяжения, возникающей в параллельных зонах. Примеров таких систем достаточно как на Азиатской, так и Американской ветвях Циркумпацифического пояса магматизма, а также в других регионах мира, например, в Гималаях [Тихоокеанская... 1991; Le Fort, 1986; Tarrounner et al., 1986; и др.].

Вулкано-плутонические пояса как особые структуры Тихоокеанского подвижного пояса впервые были выделены на Тектонической карте СССР Н.С.Шатским и А.П.Богдановым (Тектоническая карта..., 1957) и с тех пор вулканическим поясам посвящены многочисленные исследования [Ицксон, Красный, 1962; Хренов и др., 1964; Белый и др., 1967; Ротман, 1968; Фремд, 1970; Устиев, 1959, 1963; Сахно, 1961, 1971; Ханн, 1970; Пушаровский, 1966; Шило и др., 1979, 1979; Филатова, 1988; Умитбаев, 1986; Моисеенко, Сахно, 1982; Вулканические пояса... 1984; и многие другие]. Не останавливаясь на замечаниях и понятиях каждого исследователя, несмотря на различные точки зрения относительно типов и особенностей строения вулканических поясов, большинство исследователей считает, что континентальные вулканические пояса Тихого океана являются планетарными структурами [Ицксон, 1970; Устиев, 1959; Пушаровский, 1966; и др.].

Окраинные или окраинно-континентальные пояса, впервые выделенные как Восточно-Азиатский (Восточно-Катазиатский) вулканический линеймент [Пушаровский, 1966; Ицксон, Красный, 1962; Нагибина, 1964; и др.] входит в латеральный ряд структур, связанных между собой, зоны перехода океан-континент: глубоководный желоб – островные дуги – окраинные моря – пояса континентального вулканизма. Представляется, что такая связь порождена едиными природными процессами, которые обусловлены факторами повышенного взаимодействия континентального блока и океанической плиты. Вследствие этого, для различной обстановки такого взаимодействия на примере Азиатской, Кордильерской или Андийской окраин выделен ряд тектонических типов активных окраин, которые

определяются характером встречных движений, мощностью и составом плит. Магматизм в данном случае отражает эти обстановки, но главным элементом, по которым происходят эти движения, является сейсмофокальная зона. Эта зона и есть тот структурный элемент, область стыка (сжатия и растяжения), вдоль которой сопрягаются две планетарные структуры — континент и океаническая плита. Их взаимодействие вдоль сейсмофокальной зоны при различных режимах движения и определяют характер вулканизма в активных окраинах. Именно здесь формируются протяженные вулканические или вулкано-плутонические пояса как структуры, в общем, депрессионные, а параллельно им либо в приокеанической (Андийский), либо в континентальной части (Азиатский) плутонические пояса, но, как правило, более ранние по времени внедрения.

Окраинно-континентальные пояса в Восточной Азии на всем своем протяжении располагаются над гравитационной ступенью и областью интенсивных градиентов мощности земной коры, являющейся границей раздела тектоносферы. Следовательно, он отражает во времени и в пространстве глубинные процессы и, поэтому, многие особенности отдельных его звеньев (Сихотэ-Алинского, Чукотского, Южно-Китайского и др.) характерны для всей структуры. Пояс сечет разнородные структуры основания: древние кристаллические массивы, складчатые области разных возрастов консолидации и строения. Для него свойственны общие черты петрохимического состава, этапность, латеральная петрогеохимическая изменчивость, металлогеническая специализация.

К окраинным поясам примыкают вулканические зоны и пояса, которые занимают тыловое положение по отношению к первым. Эта категория объединена во внутриконтинентальный тип. Они располагаются как внутри крупных блоков, сложенных древними кристаллическими породами и складчатыми образованиями палеозойской консолидации, секущие последние (транзитные или транскурентные пояса), так и по периферии этих блоков, вдоль разломных зон, часто наследуя сутурные швы (пограничные пояса). Это категория внутриконтинентальных поясов гетерогенна по природе и, как показывают исследования, они отличаются от окраинно-континентальных не только структурным положением, глубинным строением, но и характером вулканизма, составом слагающих их компонентов, металлогенической специализацией и т.д.

Внутриконтинентальные вулканические зоны и пояса рассматриваются как области тектоно-магматической активизации [Сахно, 1961, 1964, 1974; Моисеенко, Сахно, 1982; Вулканические.... 1984; Тектоническая.... 1991; и др.]. Некоторые исследователи объединяли их в особую категорию внегеосинклинальных тектонических элементов [Нагибина, 1963, 1969; Ицксон, 1969; Хренов, 1981; Томсон, 1981; Томсон, 1981; Щеглов, 1968; и др.] и связывали их с процессами автономной активизации. С позиции современных данных по геофизике глубинного строения, петрологических

исследований и особенно изотопно-геохимического изучения магматических компонентов, выделяемых в зонах автономной активизации или внутриконтинентальных поясов и зон, по многим параметрам они близки к проявлениям плюмового вулканизма [Ярмолюк, Коваленко, 1995; Моисеенко, Сахно, 2000]. Безусловно, проявления плюмового вулканизма во внутриконтинентальных областях нельзя отрывать от процесса эволюции вулканизма в соседних структурах как вдоль стыка океан-континент, так и внутриокеанических бассейнов.

Как показывают глубинные геофизические исследования (томографические данные) энергетика мантийных и коровых процессов определяется реакциями на границе внешнего ядра и нижней мантии [Fukao, 1992; Haggerty, 1994; и др.]. В связи с этим, среди категории внутриконтинентальных вулканических поясов и зон выделяются зоны плюмового вулканизма, для которых характерен определенный спектр вулканических пород со своеобразным как минеральным, так и петрохимическим и геохимическим составом. Это прежде всего высокомагнезиальные высококальциевые основные и ультраосновные магмы (кимберлиты, лампронты, меймечиты, пикриты, фонолиты, лейциты и др. ультракальциевые лавы).

Глава 2

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПОЯСА МАГМАТИЗМА

Как было отмечено выше, восточная часть Азиатского континента на протяжении всей истории развития в фанерозое характеризовалась активными тектономагматическими процессами. Наиболее мощной эпохой магматизма была позднемезозойская, которая охватила все окружение Тихого океана. Область ее проявления, определяемая как циркумпацифическая, связана с этапом термальной истории Земли, начавшейся 200 млн лет и сопровождавшейся горизонтальными перемещениями блоков континентальной литосферы, что привело к орогению в одних участках и растяжению коры в других. Этот период соответствует началу активности магматических процессов Тихого океана и его обрамления, началу раскрытия Атлантического океана, деструкции Пангеи [Goodwin, 1985; и др.].

Одной из главных особенностей Восточной части Азиатского континента является гетерогенность его строения, обусловленная сочетанием крупных геоблоков, в составе которых находятся древние кристаллические массивы и обрамляющие их складчатые зоны различного происхождения и возраста консолидации. Выделяются следующие геоблоки (с севера на юг): Чукотский, Колымский, Охотский, Аданский, Амурский, Центрально-Китайский, Южно-Китайский [Красный, 1984], формирование которых отличается определенной автономией, что обусловлено особенностями геодинамического, термального и флюидного режимов как отражение глубинных процессов, связанных с дифференциацией вещества верхней мантии на различных этапах их эволюции [Goodwin, 1985; Красный, 1984] (рис. 1).

Для мезозойского этапа развития зоны стыка Азиатского континента и Тихоокеанской плиты характерны условия длительного растяжения в сочетании с кратковременными эпохами сжатия, т.е. расхождения и сближения сиалических блоков Азии и фемической плиты Тихого океана, что и обусловило формирование поясов магматизма на границе этих структур [Щеглов и др., 1986; Умитбаев, 1986; и др.] (рис. 2).

Формирование протяженных систем разломов тихоокеанского направления (северо-восточного) по окраине Азиатского континента составляет одну из особенностей мезозойского этапа активизации этой части Земли. Они расчленяют гетерогенные континентальные структуры на серию протяженных блоков, подверженных в различной степени "переработке" тектоническими и магматическими процессами, имеющими глубинную природу.

2.1. ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПОЯСА МАГМАТИЗМА

Окраинно-континентальная область тектономагматической активизации [Шило, Умитбаев, 1977, Умитбаев, 1986], в которую помимо окраинно-континентального вулканического пояса включены и плутонические пояса или перивулканическая зона [Умитбаев, 1986].

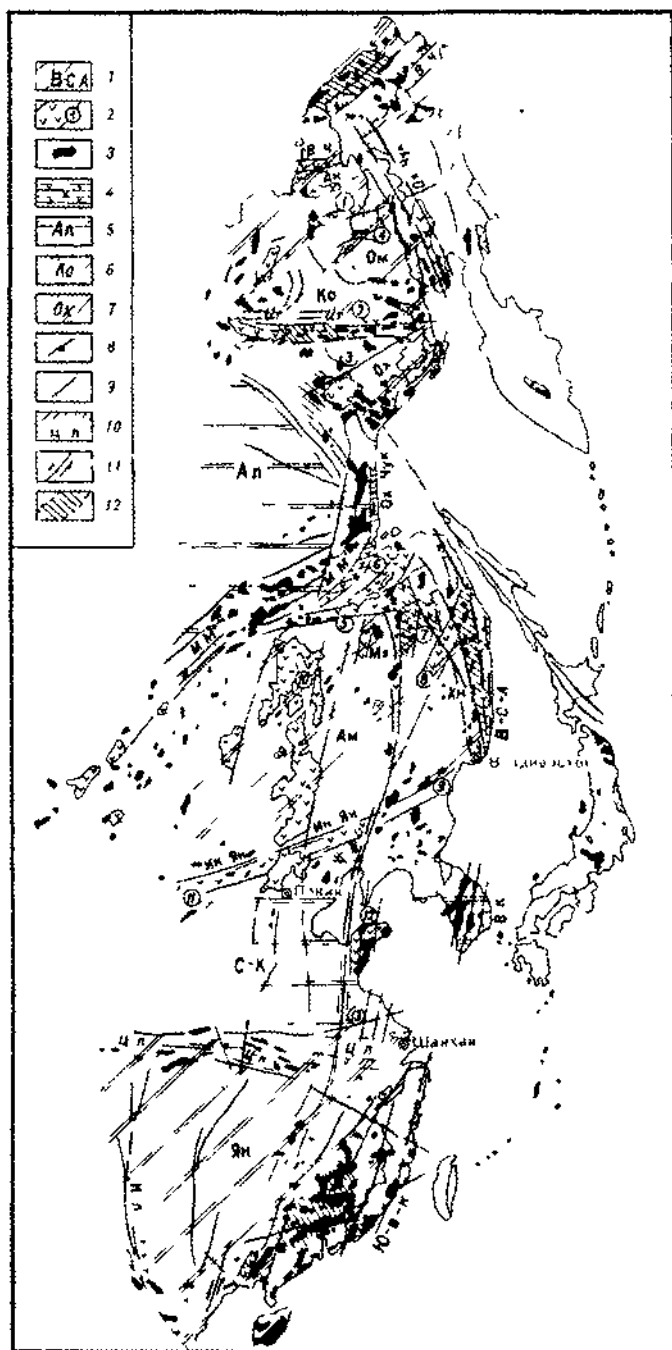
Для окраинно-континентальной области тектономагматической активизации свойственно проявление двух типов магматизма: плутонического и вулканического, связанных единым характером развития процесса, но разобщенных по времени. В связи с этим выделяется орогенный и посторогенный этапы активизации, обусловленные встречным движением Азиатского континента и Тихоокеанской плиты. Большое значение имеют условия реализации этого движения: фронтальное сжатие или латеральное скольжение. Орогенный этап соответствует условиям сжатия фронтального типа и формированию плутонических поясов, конкордантных складчатости. В следующий этап начинают проявляться соскальзывающие движения и формируется система крутопадающих разломов – преимущественно левосторонних сдвигов, с которыми сопряжены раздвиговая система [Уткин, 1978], способствующая прорыву на поверхность глубинных и коровых расплавов (вулканические пояса). Сочетание условий сжатия и растяжения вдоль стыка континент – океан отмечается многими исследователями.

Формирование плутонических поясов при горизонтальном сжатии внутрикратонных складчатых областей при одновременном растяжении по их окраине соответствует одновременно формированию офиолитовых поясов и может быть рассмотрено как пример нелинейной эволюции глубинных процессов в зоне перехода континентальных структур к океаническим на мезозойском этапе ТМА тихоокеанских окраин Азии и Америки (пояса гранитоидов и офиолитов Таиланда, Бирмы, Индокитая, Юго-Восточного Китая, Северо-Востока СССР, Аляски, Западных Кордильер Северной Америки и др.).

Плутонические пояса гранитоидов предшествуют вулканическим, образуя иногда самостоятельные структуры с иной, чем у вулканических, ориентировкой в пространстве.

2.1.1 ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс, как наиболее северная часть Восточно-Азиатского вулканического линеймента континентального блока Востока Азии, сформировался вдоль обширной континентальной окраины протяженностью более 2000 км. Анализ взаимоотношений пород пояса с фундаментом, на котором он заложен, показывает, что он имеет самостоятельный, независимо от прежних ареалов, структурный план. Как полагают А.Л. Яншин, Г.С. Гнибиденко



и др. [Строение..., 1976] эта структура является западным ограничением перехода океан-континент и отражает взаимодействие двух крупнейших геоблоков Земли – континента Евразии и Тихоокеанской плиты в позднем мезозое.

Пояс представляет собой сочетание линейных депрессий и поднятий, наложенных на структуры континентального блока. Формирование пояса и его структур целиком подчинено основным направлениям разломов, большая часть которых является трансрегиональными глубокого заложения и долгоживущими. Так, по данным геофизических исследований, Челомджинская (Челомджа-Ямская) зона разломов прослеживается до глубин свыше 200 км, а время заложения определяется тем, что он разграничивал в Примагданье в позднем палеозое Яно-Колымскую миегеосинклинальную и Кони-Мургалскую системы [Умитбаев, 1986]. Западнее в пределах Охотского массива разлом выклинивался и проявился в виде сколовых зон и сдвигов, а севернее он переходит в Пылгинский разлом, по которому проходит разделение Тайгоносского блока Омолонского срединного массива и Кони-Мургалской андезитовой дуги.

Помимо разломов трансрегионального типа существовали разломы более позднего этапа заложения (поздняя юра-мел). Это Кулу-Янская, Билякчанская и другие зоны формирования которых проходило в условиях горизонтальных сдвигов и сжатий, что создавало предпосылки развития поднятий и приразломных прогибов, в которых накапливались как молассовые образования, так и продукты основного вулканизма.

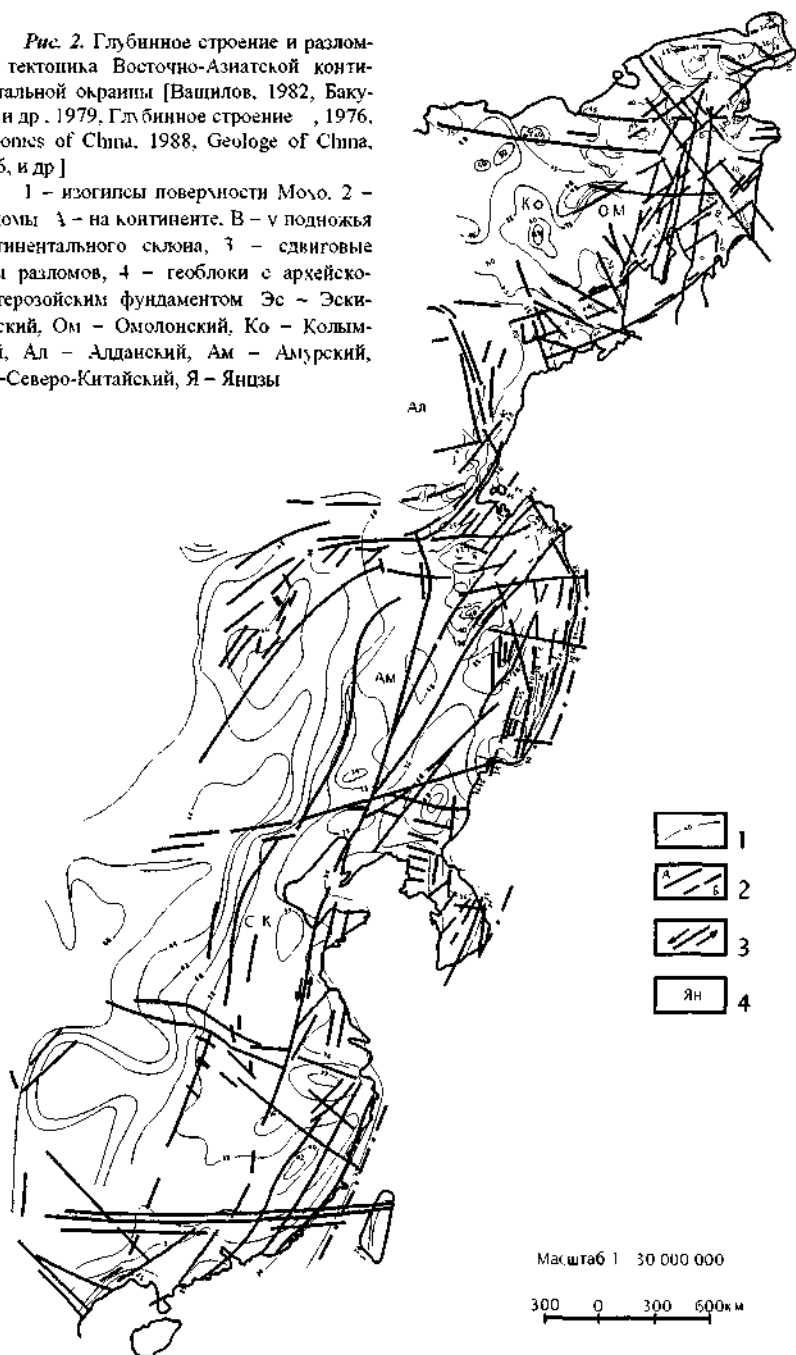
Предвулканогенные молассовые толщи являются характерным элементом формирования структуры пояса на отдельных участках его развития, предшествующего главному этапу – вулканической стадии. Некоторые

Рис. 1. Схема размещения континентальных плутонических и вулканических поясов Востока Азии.

1 – окраинно-континентальные пояса: В-Чук – Восточно-Чукотский, Ох-Чук – Охотско-Чукотский, В-С-А – Восточно-Сихотэ-Алинский, В-К – Восточно-Корейский, Ю-В-К – Юго-Восточно-Китайский, 2 – внутриконтинентальные пояса и зоны: 1 – Олойский, 2 – Уядино-Ясачинский, 3 – Куйдусунская, 4 – Омсукчанская, 5 – Огоджинско-Умлеканская, 6 – Селитканская, 7 – Баджальская, 8 – Наданьхада-Бакинский, 9 – Ванцинская и др., 10 – Большехинганский, 11 – Иншань-Яньшанский, 12 – Шаньдунская, 13 – зоны бассейна Нижней Янцзы (Тайху и др.); 3 – плутонические пояса; 4 – палеоостроводужные пояса; 5 – блоки с архейским фундаментом (Ал – Адзганский, С-К – Северо-Китайский); 6 – блоки с протерозойским фундаментом (Ко – Колымский, Ян – параплатформа Янцзы, Ам – Северо-Восточно-Китайский); 7 – кристаллические массивы (В-Ч – Чукотский, Ох – Охотский, Мх – Малохинганский, Хн – Ханкайский); 8 – разломы, отделяющие блоки континентальной коры 35-50 км) от переходной (35 км); 9 – крупные региональные разломы; 10 – сутурные линии (Ан – Анюйская, Иг – Илльн-Тасская, М-М – Монголо-Охотская, Ин-Ян – Иншань-Яньшанская, Ц-л – Циньлинская, Н-л – Наньлинская); 11 – направление горизонтального перемещения вдоль разломов; 12 – площади распространения магматогеннорудных систем (оловянные, вольфрамоносные и др.)

Рис. 2. Глубинное строение и разломная тектоника Восточно-Азиатской континентальной окраины [Вашилов, 1982, Бакулин и др., 1979, Глубинное строение, 1976, Tectonics of China, 1988, Geology of China, 1986, и др.]

1 - изогипсы поверхности Мoho, 2 - разломы λ - на континенте, В - в подножья континентального склона, 3 - сдвиговые зоны разломов, 4 - геоблоки с архейско-протерозойским фундаментом Эс - Эскимосский, Ом - Омолонский, Ко - Колымский, Ал - Алданский, Ам - Амурский, СК - Северо-Китайский, Я - Янцзы



исследователи образования предвулканогенной молассы относят либо к образованиям вулканогенного пояса [Филатова и др., 1977; и др.], либо к эпигеосинклинальным [Белый, 1977]. Но, как полагает Р.Б. Умитбаев (1986), они по ряду признаков могут быть отделены как от эпигеосинклинальных, так и нижних частей вулканогенного разреза пояса. Не рассматривая детально особенности строения и формирования пород предвулканогенного этапа можно отметить, что ранняя моласса соответствует начальному периоду активизации жестких структур (древних массивов, щитов, где она выразилась формированием приразломных грабен и впадин, часто содержащих углестые фации. В большей степени это соответствует формациям Di-Wa структур в понятии Чен-Гоа, развитие которых характерно для континентальной части Китая на мезозойском этапе активизации и, как правило, предшествовало вулканизму.

Как отмечалось выше, развитие предвулканогенной молассы контролируется исключительно разломами. Начало активности по разломам определяет характер и возрастной диапазон формирования моласс. В связи с этим, в основании пород предвулканогенной молассы находятся угловые несогласия с фундаментом, на который они ложатся, а возраст, судя из анализа по многим разрезам, весьма разнообразен, но нигде не опускается ниже раннего мела (табл. 1) в Охотского-Чукотском регионе. Верхняя возрастная граница определяется залеганием пород вулканического этапа формирования пояса, как правило, без углового несогласия и относится, в большинстве, к позднему альбу [Белый, 1977; Вулканические пояса..., 1984; и др.].

Таким образом, геологический срез в диапазоне апт-альб охватывает главным образом образования предвулканогенной молассы, периода времени сильных контрастных движений по крупным региональным разломам. Динамика движений по ним определяла характер и масштабы развития осадочно-вулканогенных отложений, которые в конкретных впадинах представлены свитами, в большей степени датированных флористическими остатками.

По фациальному характеру предвулканогенная моласса весьма разнообразна, но основной тип – это грубые осадки (песчаники, конгломераты), в меньшей степени – алевриты и угли. В составе молассовых отложений имеются довольно большой мощности вулканические образования: пирокластические и лавовые покровы базальтоидного и андезитового составов. Доминируют андезиты. В связи с этим эффузивно-пирокластические породы могут быть отнесены уже к аналогам андезитовой формации, наиболее мощно проявившейся в позднем альбе-сеномане при извержениях, формировавших структуры вулканического пояса.

Остановимся более подробно на разрезах осадочно-вулканогенных образований отдельных регионов Охотско-Чукотского континентального блока, южная часть которого представлена линейными структурами, развитыми на древних породах Охотского массива и восточного обрамления

Становой зоны. Здесь они сосредоточены в пределах Ульинского прогиба по его обрамлению в зоне развития Билякчанского и Кетандинского разломов, а в пределах Ульбейского поднятия – вдоль Нютской и Ковинско-Делянкирской разломной зоны, разрезы представлены учуликанской и ульбериканской свитами. Последняя, в большей степени, состоит из покровных образований андезит-базальтов и андезитов. Осадочные и осадочно-вулканогенные образования представлены мериконской свитой на крайнем западе, аланской – в пределах Ульинского прогиба. Основная часть разрезов и осадочно-вулканогенных толщ представлена конгломератами, туфо-песчаниками, в меньшей степени – туфами и лавами андезитов, андезитодацитов и липаритов. Кислые разности тяготеют к низам, в верхней части – проявляются больше андезиты, которые выше перекрыты покровными образованиями ульбериканской свиты. В пределах Охотского массива в разрезе бургагылканской свиты, в ее верхних горизонтах в отдельных впадинах, появляются угли. Учуликанская свита по представлениям Е.Л. Лебедева, по правилам приоритета и на основании стратотипов, объединяет все фациальные типы и стратитипические подразделения (аланская, мериканская) и, вследствие этого, представляет собой весь разрез осадочно-вулканогенных образований предвулканогенной молассы этой части Охотско-Чукотского пояса.

Центральная и северная часть Охотского сектора (табл. 1) представлена разнообразными фациальными типами пород. В пределах трансрегионального Челомджа-Ямского и Кони-Пьянгинского разломов (п-ов Пьянгина) предвулканогенная моласса слагается мощной толщей (около 2-3 км) андезито-базальтов и андезитов и их туфов. В депрессионных структурах Гижигинской и Пылгинской разломных зон основную часть разреза составляют осадочно-терригенно-вулканогенные обломочные образования с угленосными фациями.

В Омсукчанской впадине, представляющей структуру, поперечную к общему простиранию пояса, контролируемую Омсукчанским разломом субмеридионального простирания, континентальные образования слагают мощную толщу (около 4 км) осадочных и осадочно-вулканогенных пород с мощными пластинами углей (омсукчанская серия), силлами и покровами кислых пород аскольдского комплекса [Белый, 1977; Щепетов, 1988; Умитбаев, 1986; и др.].

В центральной части Пенжинского района, на Омолонском массиве, предвулканогенная моласса (в срезе апт-альб) представлена кегалинской и

Примечание к табл. 1. Символами обозначены преобладающий тип пород в составе свит: β – базальты; β_1 – базальты формации базальтов и андезито-базальтов; β_2 – базальты трахибазальтовой формации; $\alpha+\beta$ – андезиты и базальты андезитовой формации; $\alpha+\lambda$ – андезиты и липариты; $\lambda+\delta$ – липариты и дациты липарит-дацитово-й формации; Цифры в скобках – данные абсолютного возраста (в млн лет).

мастахсой свитами. Это, в основном, толщи переслаивания песчаников и алевролитов с прослоями угля, в меньшей степени – грубозернистые песчаники и конгломераты. Кроме того, известны редкие прослои туфов кислого состава и горизонты миндалекаменных базальтов.

В западных районах Чукотки, в пределах северной границы Омолонского массива и Чукотской складчатой области, вдоль разломных зон Анюйской, Березовской и других, на складчатых комплексах триас-юрских морских осадков с угловым несогласием в приразломных впадинах формируются толщи предвулканогенной молассы, представленные чимчемемельской, тыгыльвеевской, нутесынской и кульпольнейской свитами, сложенными главным образом грубыми образованиями – конгломератами и грубозернистыми песчаниками с редкими пластами углей. В разрезах этих свит появляются горизонты базальтов и их туфов. При этом, наибольшие мощности вулканогенных образований встречаются во впадинах, связанных с наиболее активными (Мало-Анюйская) разломами (нутесынская впадина).

В восточных районах Чукотки в зоне активности Омолонско-Мечегменского и Анюйско-Колочинского широтных разломов [Вашилов, 1982] предвулканогенная моласса представлены двумя типами разрезов: осадочными (уэмкайская свита) и осадочно-эффузивными (этелькуюмская свита). Последняя является типичным представителем образований андезитовой формации, особенно ее верхняя часть; нижняя, обломочно-вулканогенная, может быть сопоставима с уэмкайской и кукеевской Восточной и Центральной Чукотки, а также с Омсукчанской серией охотского отрезка пояса.

Завершая краткую характеристику апт-альбкого среза образований основания Охотско-Чукотского пояса, следует отметить, что: 1) все толщи формировались исключительно в континентальных условиях с угловым несогласием на нижележащих морских или более древних образованиях; 2) начало формирования пород молассовых образований сопряжено с тектоническими движениями в разломных зонах, к которым приурочены впадины и грабены; 3) эффузивно-пирокластические образования формировались одновременно с осадочными и угленосными фациями. Существует ряд впадин полностью амагматичных, но отмечаются и впадины, в пределах которых вулканические процессы перерастают в фазу активного вулканизма, сменяя этап предвулканогенных молассоидных образований этапом формирования вулканического пояса. Это свойственно разломным зонам трансрегионального характера, являющихся магмоконтролирующими структурами пояса; 4) по особенностям состава и фациальным типам вулканогенные образования, особенно там, где они доминируют над осадочными, можно с полным основанием отнести к андезитовой формации. Базальтоидные породы, доминирующие в некоторых разрезах (училиканская, ульбриканская, нутесынская и др. свиты) по петрохимическому типу могут быть отнесены к базальтам андезитовой формации

Вулканическая стадия (поздний альб-сеноман-палеоцен)

Как было отмечено выше, формирование Охотско-Чукотского пояса началось в позднем альбе мощными эксплозиями и извержениями базальт-андезитовых и андезитовых расплавов и туфов в большинстве структур пояса (за редким исключением) и контролировалось зонами разломов, большая часть из которых определяла формирование образований предвулканогенной молассы. Таким образом, существует приемственная связь этих двух типов образований. Кроме того, в некоторых депрессионных структурах устанавливается унаследованный характер развития вулканизма от ранней стадии. Это подтверждается отсутствием угловых несогласий, а в отдельных случаях – отсутствием перерыва между ранней стадией и вулканическим этапом, в других – перерывы и несогласия устанавливаются вполне определенно. Вопрос о нижней возрастной границе вулканической деятельности развития региона нельзя считать определенным. Корреляция вулканогенных комплексов (свит) в настоящее время не вполне ясна, так как не однозначно решается вопрос не только о начале этой стадии, но и ее продолжительности, т.е. верхней возрастной группы. А это в данной, конкретной задаче, при определении геологического среза имеет большое значение. Так мнение одного известного знатока и исследователя стратиграфии вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса В.Ф.Белого сводится к тому, что основная масса пояса была сформирована за короткий промежуток времени, а именно с позднего альба по первую половину сеномана [Белый, 1977].

Существует и другая точка зрения, подкрепленная не только фитофлористическими данными, но и абсолютными датировками [Загрузина, 1977; Умитбаев, 1986; Лебедев, 1987], согласно которой верхняя возрастная граница пояса, соответствующая извержениям уровню энмываамской и мыгдыкитской свит, доходит до палеоогена (табл. 1).

Проблема возраста вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса, так же, как и предшествующих терригенных отложений, рассмотренная выше, решается неоднозначно, но главный вывод можно сделать один: как нижняя, так и верхняя граница не изохронна. Интервал формирования пояса предположительно определяется от 140 до 40 млн лет. Но однозначно можно определить, что основная масса вулканического процесса протекала в период с позднего альба до маастрихт-даний с определенными максимумами и перерывами, но с общей тенденцией затухания активности.

В объемном отношении главная масса вулканитов была извергнута в начале позднего мела (поздний альб-сеноман), около 80%), значительно меньше – в середине (турон-коньяк, около 15%) и очень мало – в конце (маастрихт-палеоцен, 5%) (табл. 2)

Таблица 2

Количественная оценка формаций вулканогенных пород
Охотско-Чукотского пояса (тыс. км³) [Бельш, 1978]

Этапы развития	Формации	Зоны			Всего
		внутренняя	внешняя	внешняя	
		Охотский, Анадырский, Пенжинский	Охотский, Анадырский, Пенжинский	Восточно- Чукотский, Центрально- Чукотский	
Ранний	Базальтовая	335	20	—	355
	Андезитовая	20	150	168	338
Плато- игнимбритовый	Липарит-андезит- дацитовая	39	—	74	113
	Липарит-дацитовая	—	45	61	106
	Липаритовая	13	14	10	37
Очаговый (кальде- рообразный)	Андезитовая	—	28	8	36
	Липарит-андезитовая	4	23	73	100
	Липарит-трахитовая	—	—	6	6
Завершающий	Базальт- трахибазальтовая	14	—	7	21
	Базальт-трахитовая	>1	—	>1	>1
	Липарит-базальтовая	—	12	—	12

Таблица составлена с использованием данных В.Ф. Белого (1981); В.Г. Сахно, В.Ф. Полина (1984)

Этот интервал с позднего альба по сеноман является одним из главных этапов Востока Азии, за который была сформирована основная часть Восточно-Азиатского вулканического линеймента (за исключением Юго-Восточно-Китайского, где главная фаз. предположительно, приходится на ранний мел). Таким образом, геологический период, а именно маастрихт-палеоцен, охватывает только малую часть одного из важнейших этапов развития Северной части Восточной Азии.

Вкратце остановимся на характеристике вулканизма этого отрезка времени. Анализ вулканогенных образований, их фашиальных типов Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП) как отдельного звена Восточно-Азиатского вулканического линеймента (ВАВЛ) позволяет констатировать, что существует структурная, тектоническая и вещественная зональность, как поперек простирания вулканического пояса, так и вдоль его, обусловленная с одной стороны гетерогенностью структур основания, а с другой — режимом геодинамических движений различных блоков по разломам (рис. 3, 4).

В связи с этим, выделяются внешняя (тыловая) и внутренняя (фронтальная) зоны, отражающие латеральную (поперек простирания) зональ-

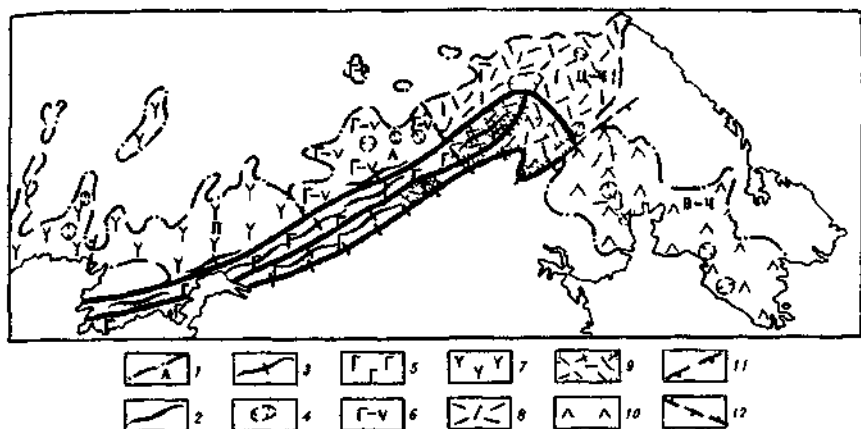


Рис 3 Схема структурной и формационной зональности северной части Олутско-Чукотского пояса (по В Ф Белому с дополнениями)

1 - контуры секторов А - Анадырского, П - Пенжинского, Ц Ч - Центрально-Чукотского В-Ч - Восточно-Чукотской Фланговой зоны, 2 - 4 главные типы структур вулканических полей 2 - грабен-синклинали внутренней зоны (унаследованной), 3 - магматические поднятия, 4 - изометрические структуры, 5 - 10 ареалы вулканических ассоциаций 5 - формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов 6 - базальт-андезитовая ассоциация, 7 - андезит-липаритовая ассоциация (Пенжинский сектор), 8 - липарит-андезитовая ассоциация (Центрально-Чукотский сектор) 9-10 - контрактные ассоциации 9 - базальт-липаритовая, 10 - базальт-андезитовая и липарит-андезитовая, 11 и 12 - границы секторов и зон пояса

ность пояса на большей части олутского отрезка ОЧВП. Выражением продольной (осевой) зональности являются сектора пояса, соответствующие геоблокам региона (древним массивам, складчатым областям и т.д.). Отражением латеральной зональности являются не только изменения строения глубинных частей, выявленные геофизическим изучением. Но и структурные особенности строения зон, а также характер изменения состава слагающих их вулканических толщ. Это свойственно всем окраинно-континентальным поясам Востока Азии. Наиболее типичным в этом отношении является Олутское звено ОЧВП, особенно его северо-восточная часть. Здесь выделяются (с юга на север) Олутский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский сектора, как отражение осевой зональности структур и вещественных комплексов пояса, а также гетерогенного строения его фундамента.

Внешняя (приконтинентальная) и внутренняя зоны разделены системой левосторонних кулисорасположенных протяженных разломов с горизонтальными амплитудами смещения. Эта система северо-восточного направления представлена Гижигинским, Анадырским, Пенжинским и др. разломами в Пенжинском и Анадырском секторах, Челомджинско-Ямская, Билякчанская - в Олутском секторе.

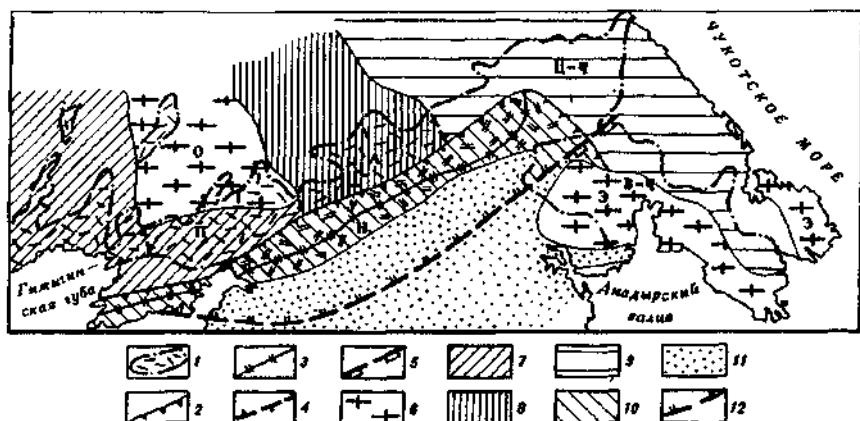


Рис. 4. Схема тектонической зональности и положения Охотско-Чукотского пояса (по В.Ф. Белому с дополнениями).

1 - Контур Чукотского звена; 2 - граница внешней и внутренней зон; 3 - граница унаследованной (У) и новообразованной подзон (Н); 4 - граница секторов и зон пояса: АН - Анадырский, ПН - Пенжинский, Ц-Ч - Центрально-Чукотский, В-Ч - Восточно-Чукотский зона; 5 - граница Восточно-Чукотской зоны; 6 - 11 структуры основания: 6 - дорифейские кристаллические массивы: ОМ - Омолонский, Э - Эскимосский; Верхояночукотская область; 7 - Яно-Колымская система, 8 - Алазейско-Омолонская, 9 - Чукотская; Корякско-Камчатская область; 10 - Тайгоноская зона, 11 - Анадырско-Корякская система. Строение коры: 6-9 - гетерогенная кора континентального типа, 10-11 - гетерогенная кора переходного типа; 12 - Коначано-Кукульская зона глубинных разломов - выход педнезоезойской сейсмофокальной зоны

Относительно границы внешней и внутренней зон намечается смена состава пород и вулканических формаций, меняется характер вулканотектонических структур. Во внутренней зоне, сопряженной с долгоживущими разломами, на протяжении длительного времени (10-15 млн лет) формируются толщи базальтов и андезито-базальтов большой мощности в линейных прогибах и впадинах (Березовская серия, Березовская толща Анадырского сектора, Пенжинская серия Пенжинского сектора и др.).

Во внешней зоне, в структурах, приуроченных к пересечению разломов различных направлений формируются мощные толщи андезитов и андезито-базальтов, связанные с долгоживущими центрами вулканизма, действовавших с раннего мела (ульбериканская свита, бассейны рек Кухтуя и Охота).

Поскольку, во внутренней зоне, в пределах которой вулканизм контролировался глубинными разломами, а геодинамический режим определялся устойчивым растяжением, продольная (осевая) зональность проявлена слабо и выражена, главным образом, соотношением в разрезе андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Это отражается преобладанием андезитовых или базальтоидных формаций в составе ранних вулканических образований.

Соотношение тектоники и магматизма, проведенное на основе анализа вулканических формаций ОЧВП показывает, что существует этапность эволюции вулканизма, которая может быть прослежена как в пределах крупных структурных подразделений (поясах, секторах), так и на примере локальных ареалов и центров. Различаются три (возможно четыре) стадии развития вулканизма: альб-сеноманская, сеноманская, турон-сантонская и даний-палеоценовая. Для каждой стадии характерен свой тип вулканотектонических структур и связанного с ними магматизма.

1) Ранняя стадия – внедрение вдоль крупных северо-восточных разломов базальт-андезитовых расплавов, формирование покровов в приразломных впадинах и грабенах. Эта фаза наиболее характерна для структур внутренних зон ОЧВП (табл. 1).

В зоне активных разломов, продолжавших действовать в режиме растяжений на протяжении всего мела была извергнута огромная масса базальтов и сформированы покровы большой мощности. Это Пьягинская и Явоямская серии в зоне разлома Пылгинского и Восточно-Тайгоносского в Охотском секторе; Пенжинская серия (скальнинская, гребневская, ветвинская и кубаваамская свиты) – в зоне действия Гижинского разлома Пенжинского сектора; Березовская серия – в зоне действия Анадырского разлома Анадырского сектора.

Для внешней зоны этой фазы соответствует андезитовая формация, породы которой слагают покровы больших объемов (ульбериканская свита Ульбинского прогиба; нараулийская и таватумская свиты Охотского сектора и т.д.).

2) Вторая стадия – соответствует извержениям кислых игнимбритов "большого" объема в прогибах и изометричных крупных вулканотектонических депрессиях внешней зоны пояса в Ульбинском прогибе Охотского сектора, в Пегтымельском прогибе Центрально-Чукотского сектора, в Осиновской и Амгуэмо-Канчаланской структурах Восточно-Чукотского сектора. Извержения этой фазы вулканизма не везде начались одновременно, в некоторых структурах она соответствует завершающему этапу ранней фазы базальт-андезитового вулканизма внутренней зоны или была одновременна в тех структурах внутренней зоны, где базальтоидные извержения охватило весь этап формирования пояса.

3) Третий этап – развитие очагового вулканизма, кальдерные и посткальдерные комплексы умеренно-кислого и среднего состава (кальдерные игнимбриты, покровы, эструзии контрастных серий и т.д.).

4) Четвертый этап – этап платформировующего вулканизма (внутренняя зона, плато-базальты) и кальдерные комплексы бимодального вулканизма (внешняя зона) – энмываамская, мыгдикитская, тнекевеемская и другие свиты (табл. 1).

Каждая стадия вулканизма характеризуется определенными формами проявления. Как это было отмечено, для раннего этапа свойственны покровные образования больших площадей в пределах линейных впадин и грабен, для второго – также характерны платообразующие покровы игнимбритов в большей степени изометричных очертаний, развитых как в пределах прогибов, так и бронирующих рельеф.

Этап очагового вулканизма – развитие кальдерных комплексов и широкое распространение вулканических форм: стратовулканов, экструзий, кальдер оседания, вулкано-купольных поднятий и т.д., размеры которых измеряются от сотен метров до десятков км.

Завершающий этап – формирование вулканических покровов и плато вдоль разломов и кольцевых кальдерных комплексов в сопряженных площадях.

Петрохимический состав пород формаций пояса подробно охарактеризован в многочисленных работах (Белый, 1977, 1978; Котляр и др., 1981; Вулканические пояса..., 1984; Сахно, Полин, 1984; Соловьев, 1986; Филатова, 1988; Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999; и др.) и здесь не рассматривается.

2.2. ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЕ ПОЯСА МАГМАТИЗМА

2.2.1 СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

В составе пояса объединены магматические образования, не имеющие вулканических аналогов. Для плутонического пояса характерно два этапа развития: валанжин-готеривский (135-125 млн лет) и альбский (115-105 млн лет) (рис. 5 на вклейке).

Первый этап (валанжин-готеривский) соответствует периоду максимального надвигообразования и изоклинально-чешуйчатой складчатости [Голозубов, 1984] в пермско-юрских рифтогенных прогибах Сихотэ-Алиня, результирующих интенсивно сжатие при сближении Азиатской и Тихоокеанской плит. В заключительную фазу замыкания жестких блоков образуются зоны скучивания (микросутурные швы), в которых генерируется гранодиоритовая магма и формируются конкордантные складчатости цепочки интрузий хунгарийской плутонической серии [Изох и др., 1967; Мартынюк, 1972] (рис. 5, 6). В составе серии выделяется три комплекса: гипербазиты, габбро и высокоглиноземистые двуслюдяные кордиерит-содержащие меланграниты. Возраст серии 135-105 млн лет.

На втором этапе (альбский) синхронно замыканию (складчатости) и консолидации триасово-юрских рифтогенных прогибов (Центрального и Прибрежного) на жестком разделяющем их блоке (типа микроконтинента) заложился меловой флишоподный прогиб (Восточная структурно-форма-

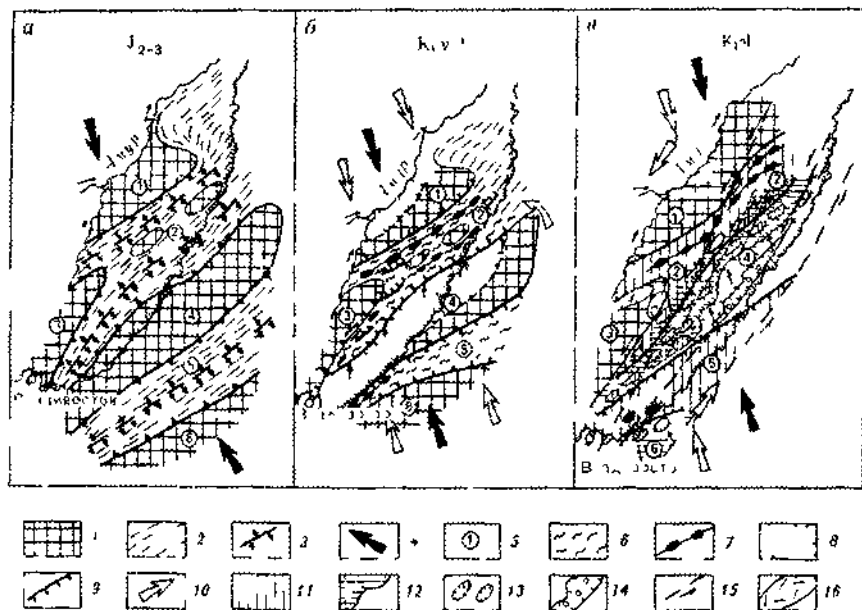


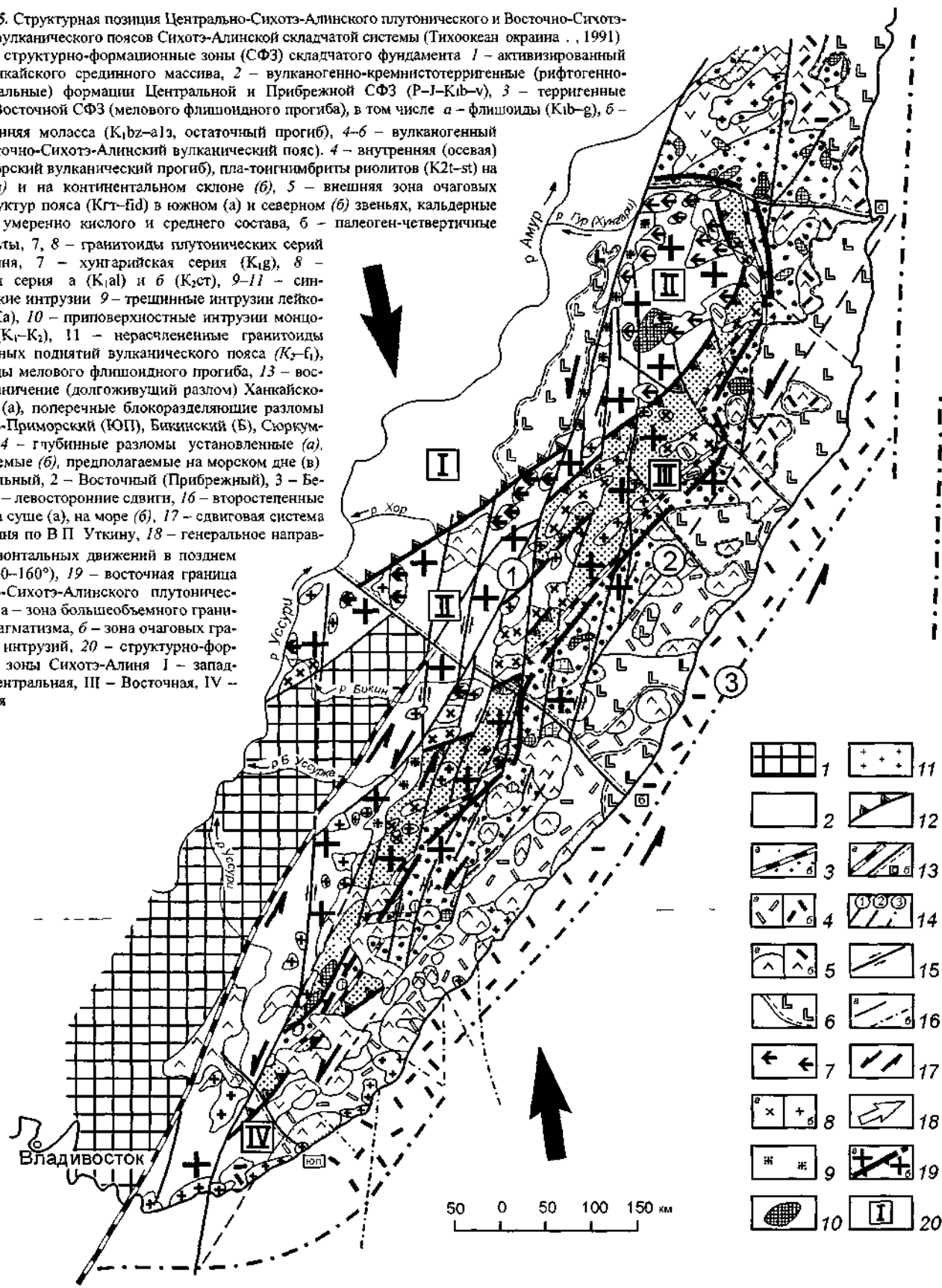
Рис 6 Стадии развития позднемезозойского плутоического пояса Сихотэ-Алиния (Центрально-Сихотэ-Алиинский плутоический пояс) (Тихоокеан окраина, 1991)

a – предполагаемое расположение структурно-формационных зон перед началом позднемезозойской ТМА (контуры ограничивающие прогиб, представлены черным треугольником на линии вершиничи к центру прогиба) *b* – готеривская фаза ТМА Формирование хунгарийской плутоической серии синорогенных гранитов в условиях фронтального сжатия *в* – альбская фаза ТМА Формирование татибинской плутоической серии позднеорогенных гранитоидов в условиях переход от фронтального сжатия к латеральному скольжению с формированием сдвиговой системы разломов 1 – жесткие кристаллические массивы ханкайского типа 2 – вулканогенно-кремнисто-терригенные формации рифтогенно-геосинклинальных бассейнов 3 – осевые зоны рифтогенных бассейнов 4 – направление преобладающего горизонтального сжатия 5 – структурно-формационные зоны (1 – Буреинский массив 2 – Центральная СФЗ, 3 – Ханкайский массив 4 – Восточная СФЗ 5 – Прибрежная СФЗ 6 – Япономорский (Ямаго? Чуда?) массив) 6 – области готеривской складчатости (скупчивание) 7 – пояс гранитоидов хунгарийской серии 8 – меловые фтишоидные прогибы 9 – зоны надвигов, 10 – направление преобладающих горизонтальных перемещений 11 – консолидированные области готеривской складчатости, 12 – зона преобладающего сжатия в альбскую фазу складчатости 13 – интрузии гранитоидов татибинской серии 14 – аптальбский осгачочный прогиб 15 – сдвиговая система Сихотэ-Алиния в начальной фазе 16 – альбские вулканы активизированных разломов по обрамлению жестких блоков (алчанская свита)

ционная зона Сихотэ-Алиния) Продолжающееся горизонтальное сжатие, косо ориентированное относительно края континента, привело в позднем альбе к замыканию мелового прогиба с образованием во фронтальной части на стыке с уже консолидированным под влиянием хунгарийского магматизма Центральным рифтогенным прогибом, второй зоны окупивания и

Рис. 5. Структурная позиция Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического поясов Сихотэ-Алинской складчатой системы (Тихоокеан окраина . . , 1991)

1-3 – структурно-формационные зоны (СФЗ) складчатого фундамента 1 – активизированный выступ Ханкайского срединного массива, 2 – вулканогенно-кремнистотерригенные (рифтогенно-геосинклинальные) формации Центральной и Прибрежной СФЗ (P-J-Kib-v), 3 – терригенные формации Восточной СФЗ (мелового флишпоидного прогиба), в том числе а – флишюиды (Kib-g), б – флиш и ранняя моласса (K₁bz-a1з, остаточный прогиб), 4-6 – вулканогенный чехол (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс). 4 – внутренняя (осевая) зона (приморский вулканический прогиб), пла-тонгнимбриты риолитов (K2t-st) на контакте (а) и на континентальном склоне (б), 5 – внешняя зона очаговых вулканоструктур пояса (Kgt-fid) в южном (а) и северном (б) звеньях, кальдерные комплексы умеренно кислого и среднего состава, б – палеоген-четвертичные платобазальты, 7, 8 – гранитоиды плутонических серий Сихотэ-Алиния, 7 – хунгарийская серия (K₁g), 8 – татибинская серия а (K₁a1) и б (K₁st), 9-11 – син-вулканические интрузии 9 – трещинные интрузии лейкогранитов (Ka), 10 – приповерхностные интрузии монцитонитов (K₁-K₂), 11 – нерасчлененные гранитоиды магматогенных поднятий вулканического пояса (K₂-G₁), 12 – границы мелового флишпоидного прогиба, 13 – восточное ограничение (долгоживущий разлом) Ханкайского массива (а), поперечные блокоразделяющие разломы (б) – Южно-Приморский (ЮП), Бикинский (Б), Сюркумский (С), 14 – глубинные разломы установленные (а), предполагаемые (б), предполагаемые на морском дне (в) I – Центральный, 2 – Восточный (Прибрежный), 3 – Береговой, 75 – левосторонние сдвиги, 16 – второстепенные разрывы на суше (а), на море (б), 17 – сдвиговая система Сихотэ-Алиния по В П Уткину, 18 – генеральное направление горизонтальных движений в позднем мезозое (340-160°), 19 – восточная граница Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса а – зона большеобъемного гранитоидного магматизма, б – зона очаговых гранитоидных интрузий, 20 – структурно-формационные зоны Сихотэ-Алиния I – западная, II – Центральная, III – Восточная, IV – Прибрежная



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 11 |
| | 2 | | 12 |
| | 3 | | 13 |
| | 4 | | 14 |
| | 5 | | 15 |
| | 6 | | 16 |
| | 7 | | 17 |
| | 8 | | 18 |
| | 9 | | 19 |
| | 10 | | 20 |

гранитообразования. Особенностью этого этапа является становление гранитных интрузий позднеальбской татибинской серии в условиях сочетания фронтального сжатия с началом латерального скольжения окраинно-континентальных и приокеанических блоков относительно друг друга, т.е. заложением системы левосторонних сдвигов, определяющих стиль тектоники на следующих посторогенных этапах активизации [Уткин, 1978, 1980]. В условиях сочетания фронтального сжатия с левосторонним латеральным скольжением формируется пояс интрузий гранитоидов татибинской плутонической серии [Геология...1969; Иванов, 1980; Назаренко, Бажанов, 1987], которая образует непрерывную цепь выходов протяженностью более 500 км по северо-западному борту мелового прогиба, состоящую из отдельных линейных плутонов северо-восточной (конкордатной складчатости) ориентировки, разорванных и смещенных многочисленными левосторонними сдвигами; представлена двумя комплексами: габбро-монзонит-сиенитов и известковистых гранодиорит-адамеллит-гранитов. Абсолютный возраст серии 105-85 млн лет.

Породы хунгарийской серии (рис. 5) достаточно детально описаны Э.Г. Изохом и др. [1967], М.В. Мартынюком [1972] и другими и здесь эти вопросы не рассматриваются. Но существует проблема взаимосвязи отдельных комплексов внутри этой серии и особенно гипербазитов и габбро с глиноземистыми гранитоидами входящими в состав серии и генетически не связанными друг с другом. Возраст серии определен по геологическим взаимоотношениям (готерив) и по абсолютному возрасту (габбро – 136-122 млн лет, граниты – 131-105 млн лет). Однако существует еще и проблема сандинского комплекса – гранитов, идентичных хунгарийским по составу, но прорывающих раннемеловые (готерив?) осадочные отложения и имеющих абсолютный возраст 95 млн лет. Учитывая закономерное размещение интрузий сандинского комплекса по восточной периферии ареала хунгарийских гранитов, можно говорить о закономерном омоложении возраста интрузий хунгарийской серии с запада на восток от готерива до позднего альба ("скольжение вслед за складчатостью" по М.В. Мартынюку) и о длительности формирования серии (около 40 млн лет). Однако последние данные дальневосточных геологов по глиноземистым гранитам хунгарийского комплекса позволяют считать, что они могут быть отнесены к альбу. Это дает возможность считать их разновозрастными сандинским гранитам.

Новые данные по геологии и составу пород сандинского комплекса, а также по составу сосуществующих минеральных ассоциаций позволяют судить об особенностях их формирования и Р-Т условиях выплавления глиноземистых гранитных расплавов. Во-первых, сандинский комплекс отличается многофазностью и более широкой вариацией составов пород, высоким содержанием биотита (до 15-20%) и высокой его глиноземистостью (23-25%) при низкой железистости (58-62%). Постоянно присутствует

гранат и кордиерит, андалузит и силлиманит, часто в сростках с гранатом. Кроме того, присутствует апатит, ильменит, циркон, турмалин, пирротин, графит и муассанит. Постоянно встречаются ксенолиты пород ксенокристы, а также реститы минералов (гранат, силлиманит с муассанитом, графит, корунд и т.д.). Все это дает возможность предполагать, что глиноземистые граниты формировались в малоглубинных условиях за счет пород коры. Таким образом, комплекс глиноземистых гранитов является самостоятельным и не связан с базит-гипербазитовым внедрением.

В составе татибинской серии (табл. 3, рис. 5) включен комплекс конкордантных складчатости интрузий биотит-амфиболовых гранодиорит (адамеллит)-гранитов (за исключением приразломных интрузий гранит-лейкогранитного состава в зоне Центрального разлома), а также близких по возрасту татибинским гранодиоритам интрузий монцонитондов (березовский комплекс). Ряд интрузивов гранодиорит-гранитного состава, включенных Э.П. Изохом и др. [1957] в бачелазскую серию, по-видимому, можно рассматривать в качестве латеральных аналогов татибинской серии, формирующихся в иной структурной обстановке (Сухопадный, Сихотэ, Полуколыцо, Центральный, Венюковский и др. массивы).

Таблица 3

Средние химические составы магматических пород рифтогенных прогибов в Татибинской серии плутонического пояса Сихотэ-Алвия

№ п/п	n	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	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1	29	49,32	0,63	16,41	3,22	5,63	0,23	7,48	9,28	2,23	1,91	-	-	2,70	99,04
2	1	51,12	1,04	18,49	3,76	5,62	0,13	4,53	5,16	3,84	3,18	0,26	-	2,70	99,84
3	1	48,16	1,33	16,17	1,53	10,13	0,21	6,82	9,18	2,16	2,13	0,54	-	2,00	100,36
4	4	40,34	1,13	7,11	11,80	7,88	0,15	12,28	16,06	0,38	1,08	0,02	-	1,50	99,75
5	1	48,97	0,69	16,11	6,95	3,15	0,14	6,52	11,17	1,64	4,26	-	-	0,77	100,37
6	3	52,26	0,67	13,27	4,63	5,25	0,19	9,65	7,75	2,40	2,21	0,36	-	1,55	100,19
7	1	67,54	0,36	15,62	1,33	2,62	0,06	1,21	2,25	3,62	4,60	0,18	-	0,67	100,06
8	1	56,98	0,67	17,78	1,29	5,30	0,15	4,19	5,15	3,87	3,51	0,36	0,45	-	99,68
9	56	61,27	0,77	15,92	2,15	4,34	0,13	2,24	3,34	3,36	5,38	0,20	-	0,89	99,99
10	6	71,80	0,15	13,86	1,84	1,58	0,04	0,43	0,71	2,89	5,54	-	-	0,99	99,84
11	3	64,25	0,60	15,89	1,32	4,25	0,08	1,70	4,07	3,04	3,89	0,02	-	0,80	99,91
12	6	68,91	0,45	14,71	0,85	3,85	0,08	1,58	2,75	2,92	4,09	0,06	-	0,18	100,45
13	5	72,65	0,47	13,25	0,43	2,42	0,05	0,21	1,75	3,65	4,22	0,24	-	0,34	99,68

Примечание. 1,2 – раннемеловые (альб) вулканы рифтогенных прогибов: 1 – базальты (гордеевская толща), р. Самарга, 2 – трахизбазальты (шошониты), кемская свита; 3-13 – татибинская плутоническая серия: 3 – габбро, массив Ловлягин; 4, 5 – улунгинский комплекс (4 – пироксенит, 5 – габбро-монцонит); 6, 7 – валинский комплекс (6 – сиепито-диорит, 7 – граносиенит); 8-10 – березовский комплекс (8 – монцонит, 9 – сиепит, 10 – граносиенит); 11 – дальнинский комплекс. С.В. Коваленко (1-2), В.С. Иванова (3-7, 11-13).

Березовский комплекс монцонитоидов представлен приповерхностными интрузивами, которые широко распространены в Центральном и Южном и, возможно, Северном Сихотэ-Алине [Изох и др., 1957; Иванов и др., 1980; и др.]. Среди монцонитоидов можно выделить три типа интрузивов: 1) оливиновых и пироксеновых габбро-монцонитов (улунгинский тип); 2) монцонит-сиенит-граносиенитов однофазных зонального строения (березовский тип); 3) габбро-монцонит-граносиенитов двухфазных кольцевых комплексов с центральным граносиенит-гранитным штоком (валинкуйский тип). Структурная позиция перечисленных типов имеет и определенные отличия. Небольшие (10-15 км²) штоки оливиновых и пироксеновых габбро-монцонитов с фазово-фациальными взаимоотношениями разновидностей пород располагаются в пределах мобильной зоны аптальбского остаточного прогиба, а некоторые из них (Молодежный шток) тесно ассоциируют с ареалом распространения альбских субаквальных трахибазальт-трахиандезитов (Кемская подзона). Близкие им по возрасту и позиции кольцевые интрузивы (до 50 км²) монцонит-граносиенитов приурочены к экзотическим жестким блокам в пределах мобильной зоны (Право-Валинкуйский, Золотой интрузивы). Интрузивы монцонитоидов березовского типа, имея сходство по составу с валинкуйским типом и располагаясь в зоне Березовского разлома, ограничивающего аптальбский остаточный прогиб, находятся на удалении от кемской подзоны с широко развитым трахибазальт-трахиандезитовым субаквальным вулканизмом. Отличие их структурной позиции заключается в близости к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома и концентрированном проявлении монцонитоидного магматизма в форме двух крупных (150 и 200 км²) интрузий (Березовская и Араратская), контролируемых глубинным разломом. Становление всего комплекса монцонитоидов предшествует, частично синхронно, формированию комплекса гранодиорит-гранитов татибинской серии. Комплекс монцонитоидов занимает позицию своеобразного инициального магматизма по отношению к другим породам серии, имеющим также калиевую специфику. Улунгинский тип представлен оливин-пироксеновыми, пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми габбро-монцонитами (до габбро); валинкуйский тип – пироксен-амфибол-биотитовыми габбро-монцонитами (первая фаза) и биотит-амфиболовыми граносиенитами (вторая фаза); березовский тип – монцонитами, диорит-сиенитами, сиенитами пироксен-амфибол-биотитовыми. Для последних имеются определения Sr = 520 г/т и Ba = 480-550 г/т, а также отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7049-0,7052$.

Комплекс гранодиорит-адамеллит-гранитов представлен наиболее широко в Дальнеарминском районе Южного Сихотэ-Алия [Изох и др., 1957; Иванов, 1974; Иванов и др., 1980; Стрижкова, 1980; Говоров, Левашов, 1973; и др.]. Его можно разделить на два типа (фазы): гранодиорит-адамеллитов (Дальний, Излучинский, Усть-Арминский, Присковый массивы) и адамеллит-гранитов (Арминский, Водораздельный, Каялу, Запад-

но-Кандоминский, Мечта и др. массивы). Иногда оба типа совмещены в одном массиве (Приисковский). Приразломные интрузии биотитовых лейкогранитов, приуроченные к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, отнесены нами к более молодому шумнинскому комплексу. Интрузии биотитовых гранитов с абсолютным возрастом 112-127 млн лет (массивы Бисерный, Верблюжий), возможно, являются аналогами гранитоидов хунгарийской серии.

Петрохимические составы основных типов пород представлены в табл. 3 (Тихоокеан. окраина..., 1991).

2.2.2. ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс принадлежит к общепланетарной системе окраинных поясов и обладает всеми признаками, свойственными этому типу структур. Это прежде всего особенности глубинного строения: сокращение мощности коры, особенно гранитного слоя, повышенная мощность базальтовой подушки, наличие слоев с промежуточными параметрами сейсмических скоростей, что позволяет выделить здесь "метаандезитовый" слой. Кроме того, известна прямая зависимость структуры вулканического пояса от геодинамических условий его становления и характерных форм проявления разломной тектоники. Последняя, являясь производной преобладающих в позднем мезо и палеогене горизонтальных движений, выразилась в сочетании протяженных зон левосторонних сдвигов северо-восточного простирания и сопряженных с ними поперечных участков относительного сжатия (валов) и растяжения (раздвигов), контролирующих размещение плутонических и вулканических структур пояса [Иванов, 1961; Уткин, 1978; Сахно, 1987] (рис. 5).

Совокупность вышеперечисленных признаков привела к отмечаемой многими исследователями продольно-линейной и поперечно-блоковой зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Например, Е.В. Быковская (1960 г.) разделяет пояс на три крупных звена — структурно-формационные зоны: Ольга-Тернейскую, Самарга-Сюркумскую и Нижнеамурскую. Каждая из них разбита еще на ряд блоков, разграниченных, как и зоны, разломами северо-западного и широтного направлений (Южно-Приморский, Би-кинский, Сюркумский и др.). В Ольга-Тернейском звене (Приморский мегаблок) отчетливо выражена продольно-линейная зональность пояса. Здесь различается осевая (внутренняя) зона ВСАВП (вулканический прогиб, выполненный платонгнимбритами риолитов Приморской серии), ограниченная Прибрежным (Восточным) и Береговым разломами, и внешняя зона очаговых структур, расположенная к западу от Прибрежного разлома и сопоставимая с "перивулканической зоной" Р.Б. Умитбаева [1986]. Дискретное развитие контролирующей размещение магматических образований ВСАВП сдвиговой тектоники (от пликвативных к линейно-деструктивным и поперечным глыбовым формациям) определи-

ло и соответствующую этапность вулканизма пояса. Различаются три (возможно, четыре) стадии его развития: сеноман-сантонская (или сеноман и турон-сантон), маастрихт-датская и палеогеновая (рис.6, 7). Для каждой стадии характерен свой тип вулканотектонических структур и связанного с ними магматизма: 1) сеноман – внедрение вдоль крупных северо-восточных разломов базальт-андезитовых расплавов, формирование покровов и экстрезий в приразломных впадинах; 2) турон-сантон – извержения кислых игнимбритов "большого объема" в приморском осевом прогибе; 3) маастрихт-даний – очаговый вулканизм, кальдерные и посткальдерные комплексы умеренно кислого и среднего составов (кальдерные игнимбриты, пок-

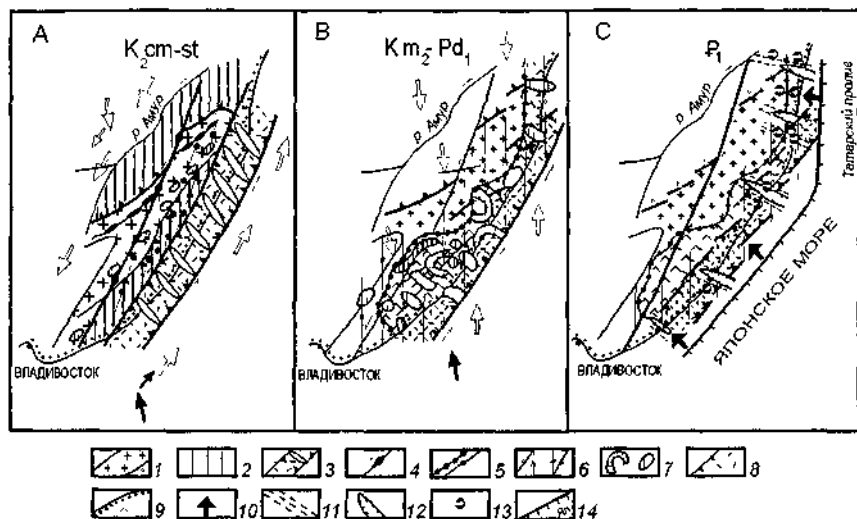


Рис. 7. Стадии развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Тихоокеан. окраина..., 1991).

а – сеноман-сантонская фаза ТМА. Формирование вулканического пояса и субвулканических малых интрузий монцитонитов и лейкогранитов в условиях интенсивных левосдвиговых деформаций; б – маастрихт-датская фаза ТМА. Формирование линейноочаговых вулканических структур при преобладающих глыбовых перемещениях, преимущественно по меридиональным разломам (сдвигам); в – начало палеогеновой ТМА. Формирование грабенов и очаговых структур с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом, дифференцированных интрузий субшелочных гранитов Прибрежной серии в условиях латерального сжатия при расширении впадин Японского моря и Татарского пролива. 1 – плутонический пояс меловых гранитоидов; 2 – консолидированные в позднем альбе меловые прогибы; 3 – осевая зона наложенного вулканического пояса; 4 – комплекс трещинных интрузий лейкогранитов Центрального разлома; 5 – комплексе малых интрузий монцогранодиоритов; 6 – сдвиговая система в маастрихт-даний; 7 – очаговые (а) и линейно-очаговые (б) вулканообразования маастрихт-датского возраста; 8 – осевая (первичная) зона вулканического пояса; 9 – вторичная зона вулканического пояса; 10 – направление латерального сжатия; 11 – поперечные зоны растяжения; 12 – грабены (микрорифты) с вулканогенной молассой и базальтовым магматизмом (кузнецовская свита); 13 – очаговые структуры с контрастным магматизмом и интрузий прибрежной серии; 14 – начальные рифты Японского моря и Татарского пролива.

ровы, экструзии, субвулканические и вулcano-плутонические интрузии), 4) палеоген – бимодальный вулканизм, кальдерные и кольцевые вулcano-плутонические комплексы контрастной ассоциации.

Кроме различных форм вулканических структур в поясе одновременно формируются магматогенные поднятия с устойчивым режимом воздымания, соответствующие всем этапам формирования пояса. К ним могут быть отнесены Ольгинско-Валентиновское, Мутухинское, Тернейское, Бяполинское и другие поднятия. Некоторые из них по времени соответствуют периоду формирования всего пояса и в связи с этим могут быть отнесены к полихронным (аналогично широко распространенным в Юго-Восточном Китае), другие – соответствуют лишь отдельным его этапам и не могут быть отнесены к вулcano-плутоническим. Анализ геологических особенностей, а также геохронологических данных показывает, что интрузивные образования магматогенных поднятий представляют собой самостоятельные формирования и могут сопоставляться с такими же структурами других поясов [Белый, 1978; Умитбаев, 1986; и др.].

Сеноман-сантонский этап. В результате готеривской и альбской фаз тектоногенеза и плутонического магматизма вся Сихотэ-Алинская складчатая система консолидировалась. В дальнейшем она реагировала на продолжающееся горизонтальное давление с юго-востока (соответствующее сеноман-туронскому максимуму спрединга в Тихом океане) как жесткая структура с крупными сколовыми деформациями в виде системы левосторонних сдвигов [Уткин, 1980], Максимальные амплитуды латерального скольжения отмечены по крупным разломам, ранее ограничивавшим жесткие блоки (унаследованные границы структурно-формационных зон), трансформированным в прямолинейные крутопадающие сдвиги (Арсеньевский, Центральный, Восточный и Береговой). К этим зонам глубинных разломов приурочена и максимальная активность. В зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома она проявилась в активизации отдельных гранитоидных очагов татибинской серии с внедрением приразломных интрузий гранит-лейкогранитов (шумнинский комплекс) (рис. 5). При благоприятных условиях здесь формируются редкометальные рудно-магматические системы с высокотемпературным оловянным и олововольфрамовым оруденением. Иной характер сеноман-сантонского магматизма наблюдается на окраине новообразованного континента. Здесь между Прибрежным (Восточным) и Береговым разломами сформировалась линейная система сдвиго-раздвигового типа [Уткин, 1978]. Их суммарный растягивающий эффект привел к образованию окраинно-континентального вулканического прогиба с большеобъемными извержениями недифференцированной кислой магмы – платоигнимбритов приморской серии (турон-сантон, 90-85 млн лет). К западу от вулканического прогиба (внешняя зона вулканического пояса) между Восточным и Центральным разломами интенсивность тектонических движений была значительно ниже и привела к активизации уже

имеющихся структурных элементов – разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Здесь магматизм проявился в форме приразломных внедрений базальт-андезитовой магмы (синанчинский комплекс) и малых интрузий монцодиорит-гранодиоритового состава (новогорский комплекс) (табл. 4, 5). При активизации последними остаточных очагов дифференцированной гранитоидной магмы (татибинская серия), преимущественно в поперечных зонах повышенной магмопроницаемости, наблюдается формирование продуктивных на олово рудномагматических систем с минерализацией касситерит-силикатносульфидной формации.

Таблица 4

Средние составы магматических пород андезитовой формации
Восточно-Сихотэ-Алтинского вулканического пояса

Окисел	1(6)	2(2)	3(3)	4(2)	5(6)	6(2)	7(31)	8(6)	9(6)	10(6)	11
SiO ₂	55,12	63,83	52,78	54,24	57,57	62,32	49,52	60,05	63,41	61,08	66,10
TiO ₂	0,86	0,68	1,20	1,15	1,03	0,81	1,16	0,71	0,44	0,70	0,51
Al ₂ O ₃	16,72	14,44	16,27	17,79	17,02	15,62	16,20	16,00	16,62	16,80	15,85
Fe ₂ O ₃	2,05	2,53	2,62	4,01	3,39	4,14	3,82	1,90	1,73	1,53	1,53
FeO	4,32	2,61	4,69	3,84	4,36	1,72	4,80	4,10	3,76	4,04	2,84
MnO	0,12	0,08	0,14	0,08	0,13	0,06	0,14	0,08	0,10	0,13	0,08
MgO	3,05	0,83	2,57	3,96	3,41	1,24	6,89	3,02	1,99	2,88	1,80
CaO	5,78	5,40	7,84	5,67	4,49	3,74	7,88	5,20	4,13	3,98	2,21
Na ₂ O	3,67	2,68	3,00	3,68	3,38	2,04	2,39	3,10	4,25	3,43	3,86
K ₂ O	1,08	2,54	2,18	1,50	1,87	2,11	1,46	2,28	2,69	2,86	3,05
P ₂ O ₅	0,26	0,18	0,46	0,21	0,24	0,14	0,33	0,16	0,16	0,16	0,10
H ₂ O+	3,37	н.о.	3,25	2,81	1,52	2,76	2,18	н.о.	0,63	н.о.	н.о.
Ппп	3,21	н.о.	3,46	1,01	1,27	3,10	3,37	3,01	1,84	3,42	1,78
Сумма	99,61	100,80	99,56	99,95	99,68	99,70	100,14	99,61	100,75	99,87	99,71
п	5	2	3	2	6	2	5	7		9	11
Ni	18	9	37	48	32	22	98	57		36	32
Co	18	7	16	8	16	15	24	12		10	8
Cr	22	15	55	110	84	31	158	111		68	33
V	160	120	230	105	172	145	124	99		170	95
Cu	32	34	63	87	43	49	36	43		63	61
Zn	52	39	80	120	58	77	79	73		42	125
Pb	8	31	10	20	19	10	7	10		17	37
Sn	2	5	3	2	3	4	2	2		4	6
Ag	0,12	0,44	0,10	0,07	0,22	0,06	0,03	0,02		н.о.	1,00
Mo	2	1	2	2	2	2	н.о.	н.о.		н.о.	н.о.
W	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		н.о.	н.о.
Be	3	3	4	2	2	2	н.о.	н.о.		н.о.	н.о.
B	6	9	32	13	28	51	16	17		23	70

Окончание табл. 4

Оксид	12	13	14 (10)	15 (11)	16 (18)	17 (25)	18 (6)	19 (7)	20 (4)	21
SiO ₂	71,30	77,26	51,42	58,16	53,06	57,80	51,50	61,10	59,80	65,80
TiO ₂	0,20	0,18	0,85	0,74	0,73	0,80	1,00	0,70	0,090	0,50
Al ₂ O ₃	13,88	12,31	17,13	16,62	17,41	16,80	17,20	16,20	16,80	16,10
Fe ₂ O ₃	0,88	0,70	4,02	2,02	2,40	но	но	но	но	но
FeO	3,42	0,93	6,09	5,86	6,08	но	но	но	но	но
MnO	0,24	0,04	0,16	0,13	0,15	но	но	но	но	но
MgO	0,76	0,35	4,40	2,60	4,54	2,50	5,20	2,90	2,70	1,80
CaO	0,74	0,44	7,75	5,37	7,61	5,50	8,10	5,40	4,90	4,10
Na ₂ O	2,59	0,35	2,98	3,63	3,12	3,46	3,30	3,50	3,70	3,40
K ₂ O	54,29	6,18	2,37	2,95	2,16	2,60	1,75	2,40	4,10	3,20
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,31	0,27	0,35	но	но	но	но	но
H ₂ O+	но	0,31	1,29	2,05	1,17	но	но	но	но	но
Ппп	1,63	1,48	1,01	0,31	1,43	но	но	но	но	но
Сумма	100,57	100,86	100,32	100,51	100,21	но	но	но	но	но
n		9								
Ni		14	8	6	11					
Co		3	21	11	20					
Cr		10	11	12	12					
V		19	41	34	64					
Cu		38	18	41	31					
Zn		154	54	17	40					
Pb		50	10	2	6					
Sn		8	9	1	1					
Ag		0,08	0,1	0,02	0,1					
Mo		но	1	2	1					
W		но	1,2	1,3	0,7					
Be		но	но	но	но					
B		104	3	14	8					

Примечание. Южный сектор андезитовая формация, петрозевский комплекс, Милоградская структура 1 – андезит; 2 – дацит; синанчиский комплекс, Милоградская структура 3 – базальт; 4 – андезито-базальт; 5 – андезит; 6 – дацит, Угловская структура 7 – базальт; 8 – андезит; 9 – андезито-дацит, Новогорский комплекс 10 – монцодиорит; 11 – монцогранодиорит; 12 – монцогранит. 13 – трахилипарит Центральный сектор, кукинский комплекс (Вулканические, 1984) 14 – базальт, андезито-базальт, 15 – андезит, 16 – диорит, гранодиорит, субвулканические фации, Северный сектор, Нижнеамурская зона, больбинский комплекс (Сухов, 1970) 17 – андезит; 18 – габбро-диорит, субвулканический, 19 – диорит, субвулканический. 20 – монцодиорит, субвулканический, 21 – гранодиорит, субвулканический. В скобках дано число анализов, n – число спектральных анализов

Таблица 5

Средние содержания микроэлементов в магматических породах
Восточно-Сихотэ-Алинского пояса

Элемент	1 (1)	2 (1)	3 (3)	4 (1)	5	6	10 (7)	11 (1)	12 (1)	13 (1)
Rb	12	36	52	52	44	27	70	71	33	348
Sr	727	391	606	296	509	495	314	330	444	217
Ba	1106	636	509	934	460	578	467	667	1020	648
Zr	125	60	143	159	80	137	169	147	212	97
Nb	22	н.о.	14	20	14	18	4	4	5	6
Ta	3,5	2,5	3,0	3,2	2,5	3,0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
La	43	25	36	33	28	50	49	56	н.о.	36
Ce	56	8	53	56	40	62	37	42	н.о.	35
Nd	24	2	17	27	10	24	17	28	н.о.	10
Y	18	10	13	13	1	6	14	12	н.о.	19

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 4. В скобках дано число анализов.

Маастрихт-датский этап. В результате сеноман-сантонской тектоно-магматической деятельности Сихотэ-Алинская складчатая область приобрела еще большую жесткость и в условиях нового импульса горизонтального сжатия отреагировала сводово-глыбовыми деформациями в осевых зонах структур и по периферии сводов кальдер и грабенов, выполненных вулканитами среднего (самаргинский комплекс) и кислого (богопольский комплекс) составов. Нередко они формируют непрерывную серию в контурах одних и тех же вулcano-тектонических структур. Ряд грабенов (Павловский, Якутинский, Березовский и др.) наследуют зоны раздвигов между крупными долгоживущими сдвиговыми зонами, подчеркивая гетерогенность (поперечно-блоковое строение фундамента) Сихотэ-Алинской складчатой системы. Грабены и кальдеры этого этапа накладываются на все зоны Сихотэ-Алинского магматического пояса, т.е. на (внутреннюю) вулканическую, плутоническую и переходную (внешнюю), концентрируясь, однако, в пределах внешней зоны ВСАВП.

Завершается этап внедрением интрузий дальнегорского (диорит-гранодиорит-гранит) и якутинского (гранит-порфиры) комплексов. С дальнегорским комплексом связывается промышленная полиметаллическая минерализация в вулканической зоне.

Палеогеновый этап ознаменовался структурной перестройкой и развитием бимодального вулканизма в форме эффузивных и субинтрузивных фаций кузнецовского, кедровского и колчанского комплексов и интрузий Прибрежной серии. Наиболее широко он проявился на севере пояса и тяготеет к разломам его внешней зоны. Эволюция геодинамического режима в

позднемеловое-кайнозойское время характеризуется сменой преобладающих левосторонних движений (поздний мел) по субмеридиональным разломам на режим латерального давления со стороны Японского моря и Татарского пролива, связанного с образованием здесь раздвигов на рубеже палеогена и неогена. Для эффузивных образований характерно развитие контрастных по составу комплексов: кузнецовского, колчанского, кедровского и др. Формирование вулканоплутонических интрузий Прибрежной серии наследует, с одной стороны, структурный план маастрихт-датского очагового вулканизма (контроль субмеридиональными разломами), с другой тяготеет к запад-северо-западным разломам, фиксирующим зоны растяжения, параллельные направлению сжатия (см. рис. 7). Таким образом, и вулканы, и интрузии Прибрежной серии образуют в Северном Сихотэ-Алине располагающийся параллельно береговой линии меридиональный пояс с концентрацией их в узлах пересечения меридиональных и северо-западных разломов (Тутто-Ботчинская и Среднетумнинская цепочки).

Весь спектр вулканоплутонических образований Восточно-Сихотэ-Алинского пояса представлен несколькими формациями: андезитовой, дацит-липаритовой, андезит-дацит-липаритовой, которые объединяют различные свиты южной, центральной и северной частей пояса.

Рассмотрим некоторые особенности состава магматических образований различных этапов. В сеноман-сантонский этап формируются две относительно независимые, но закономерно сменяющие друг друга серии магматических образований: 1) субвулканическая (субинтрузивная) в виде небольших трещинных интрузий среднего состава и гранитоидов повышенной основности и реже их покровных фаций (андезитовая формация; табл. 4, 5) и 2) вулканическая (приморская) – платоигнимбритов риолитового состава (дацит-липаритовая формация; табл. 6, 7).

Субвулканическая серия включает два комплекса: синанчинский – покровов приразломных впадин и трещинных интрузий (экструзий) ряда базальт-андезит-дацит, новогорский – трещинных интрузий монцодиорит-гранодиорит-субщелочно-гранитного состава. Пространственно проявления серии тяготеют к апт-альбскому остаточному прогибу Восточной структурно-формационной зоны Сихотэ-Алиня.

Синанчинский комплекс объединяет стратифицированные вулканы синанчинской, иссиминской, большинской и других близвозрастных им свит, а также их интрузивные аналоги – дайки и штоки габбро-диабазов, диорит-порфиоров, кварцевых диоритов (дацитов). В целом именно экструзии и субвулканические интрузии являются преобладающей формой магматизма синанчинского комплекса. Последовательность внедрения пород комплекса обычно соответствует гомодромному ряду базальт-андезитодацит, хотя наблюдаются и отклонения. Химические составы и характер распределения микроэлементов здесь и далее для Сихотэ-Алинского пояса

приводятся как средние (табл. 4, 5). Они опубликованы в сводках различными исследователями [Вулканические..., 1984; Сахно, 1976; Томсон, 1982; Баскина, 1982; и др.]. Новые оригинальные данные, полученные в последнее время, даются в некоторых случаях. По химическому составу (табл. 4, 5) породы синанчинского комплекса относятся к умеренно высокоглиноземистым, известково-щелочной серии с латитовой тенденцией (накопление К в последних фазах) при преобладании Na над К при низкой степени окисленности железа. Характерны несколько повышенные содержания Sr (370-500 г/т) и Ba (400-480 г/т). Соотношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7053-0,7058$ свидетельствует о глубинном происхождении магмы синанчинского комплекса. Абсолютный возраст пород составляет 95-90 млн лет.

Новогорский комплекс объединяет ряд приповерхностных малых интрузий (субинтрузий) преимущественно трещинного и очагового типов, представленных рядом монцодиорит-гранодиорит-субщелочной гранит (риолит). Отмеченные разновидности пород находятся в фациально-фазовых соотношениях. Характерно отсутствие их вулканических очагов при наличии фаций субвулканического облика. Основной объем интрузий сложен порфировидными монцодиоритами и гранодиоритами (монцогранодиоритами). Субщелочные граниты (гранит-порфиры) отмечаются либо в центральной части зональных штоков, либо образуют самостоятельные тела в форме штоков и даек гранит-аплитов (до риолитов). Петрохимически эти породы представлены рядом от кварцевых диоритов (монцодиоритов) до лейкогранитов высокоглиноземистых, натрово-калиевых, калиево-натриевых и калиевых с отчетливо латитовой тенденцией. Характерны повышенные содержания в породах Sn (до 8-11 г/т), Pb, В, F, Cl, а также Sr (500-900 г/т) и Ba (500-800 г/т). Отмечается присутствие среди аксессуаров граната алмандинового ряда и хромистой шпинели [Гладков и др., 1982]. Абсолютный возраст пород составляет 85-105 млн лет.

Приморская вулканическая серия (по Е.В. Быковской) включает ряд однотипных комплексов: монастырский, ванчинский, дзюлинский, чхильский (табл. 6, 7). Она представлена большеобъемными игнимбритами риодацитового и риолитового состава. Ими выполнен ряд вулканических депрессий диаметром до 30-50 км, образующий прерывисто-непрерывный вулканический прогиб протяженностью около 400 км. Формирование вулканических депрессий и полей платоигнимбритов связывается с ареальными извержениями из малоглубинных очагов гранитоидной магмы.

По химическому составу породы серии относятся к высокоглиноземистым с повышенной щелочностью разностям. В породах отмечаются повышенные содержания Sn, Pb, Zn, Ag, Sr (135-235 г/т) и Ba (630 г/т). Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7078 \pm 3$. Абсолютный возраст пород в среднем около 85 млн лет (40-100 млн лет).

Маастрихт-датский вулканизм (вулкано-плутоническая серия), андезит-дацит-липаритовая формация (табл. 8, 9) проявился как самостоятельный

Таблица 6

Средние составы магматических пород Восточно-Сихото-Алтинского пояса

№ п/п	1 (6)	2 (5)	3 (20)	4 (5)	5 (6)	6 (6)	7 (2)	8 (4)	9 (6)	10 (10)
SiO ₂	73,78	76,01	77,26	77,66	77,79	74,34	65,82	71,88	73,84	68,10
TiO ₂	0,10	0,07	0,18	0,33	0,22	0,18	0,70	0,24	0,12	0,42
Al ₂ O ₃	13,12	12,47	12,39	12,20	12,15	13,86	16,24	13,77	13,24	15,69
Fe ₂ O ₃	0,48	0,15	0,70	0,48	1,24	1,26	1,39	1,80	1,30	2,18
FeO	2,71	1,65	0,93	0,94	1,41	0,80	3,09	1,22	1,20	0,87
MnO	0,05	0,05	0,04	0,80	0,75	0,06	0,09	0,10	0,03	0,08
MgO	0,45	0,17	0,35	0,65	0,38	0,53	1,27	1,00	0,43	0,73
CaO	0,56	0,32	0,44	1,00	0,37	1,00	1,91	0,65	1,07	1,45
Na ₂ O	3,43	2,56	0,55	1,62	0,75	2,24	3,04	3,62	3,39	2,89
K ₂ O	4,39	5,06	6,18	3,41	3,54	4,20	3,78	4,32	4,15	4,80
P ₂ O ₅	н.а.	0,02	0,05	0,08	0,04	0,04	0,20	0,09	0,11	н.о.
H ₂ O	н.а.	н.а.	0,31	0,92	0,44	0,52	0,38	0,56	1,02	2,11
Ппп	0,99	0,38	1,48	1,10	1,97	0,85	1,82	1,12	0,36	н.о.
Сумма	100,06	99,91	100,86	101,34	101,35	99,85	99,53	100,37	100,26	99,89
n	3	3		4	8	5	4	6		
Ni	12	2		10	14	7	6	8		
Co	2	10			3	4	8	6		
Cr	10	6		11	11	2	4	11		
V	21	5		25	18	54	25	35		
Cu	19	15		21	9	27	18	25		
Zn	78	30		84	154	86	39	49		
Pb	40	39		40	50	88	45	50		
Sn	5	4		7	8	4	5	5		
Ag	н.о.	н.о.		0,08	0,1	0,15	0,04	0,10		
Mo	н.о.	н.о.		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3		
B	5	1		220	104	15	4	н.о.		

№ п/п	11 (8)	12 (5)	13 (4)	14 (3)	15 (8)	16 (3)	17 (2)	18 (16)	19 (2)	20 (17)
SiO ₂	73,13	70,01	75,58	69,30	73,45	68,58	61,58	72,62	69,20	75,19
TiO ₂	0,26	0,45	0,21	0,22	0,21	0,52	0,59	0,38	0,24	0,17
Al ₂ O ₃	13,42	14,68	12,71	14,75	13,48	15,71	16,96	13,71	13,41	12,27
Fe ₂ O ₃	1,13	1,81	1,14	0,44	1,02	1,79	0,84	1,12	0,87	0,75
FeO	0,81	1,08	0,45	2,33	1,19	2,57	3,82	1,84	5,49	2,29
MnO	0,05	0,11	0,08	0,11	0,05	0,12	0,10	0,08	0,05	0,03
MgO	0,53	0,86	0,034	0,78	0,87	0,96	1,57	0,45	0,69	0,22
CaO	0,50	1,41	0,49	1,69	1,18	1,64	3,26	1,43	1,64	0,83
Na ₂ O	2,81	3,51	3,72	3,50	2,98	3,85	4,82	3,04	4,00	2,90
K ₂ O	5,59	4,00	4,30	3,80	3,75	2,03	2,64	7,01	3,57	4,37
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	н.о.	0,06	0,04	0,24	0,06	0,06	0,11	0,04

Окончание табл. 6

№ п/п	11 (8)	12 (5)	13 (4)	14 (3)	15 (8)	16 (3)	17 (2)	18 (16)	19 (2)	20 (17)
H ₂ O	1,32	1,60	0,75	н.о.	1,01	0,96	1,26	0,51	0,38	0,35
Плп	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,46	0,63	1,57	0,43	0,21	0,43
Сумма	99,98	99,80	99,83	100,33	99,69	99,60	99,07	99,68	99,84	99,94
n	10	26				4	2	19	2	7
Ni	8	11				4	6	4	18	14
Co	5	5				3	4	4	7	3
Cr	5	11				7	6	13	11	11
V	48	39				40	59	73	32	11
Cu	17	24				6	15	9	85	50
Zn	44	43				63	41	89	20	22
Pb	28	14				14	13	47	6	8
Sn	2	2				4	2	4	5	4
Ag	0,04	0,06				н.о.	н.о.	0,07	0,05	0,04
Mo	н.о.	н.о.				н.о.	н.о.	1,2	н.о.	н.о.
B	16	24				40	2	12	6	26

Примечание. Липаритовая формация, шуминский комплекс: 1 – гранит; 2 – лейкогранит; приморский комплекс, Угловская структура: 3 – дайка рудных полей, арзамазовская свита; 4 – туф липарита, арзамазовская свита; 5 – экструзия липаритов. Зеркальнинская структура: 6 – игнимбриты липаритов, монастырская свита; 7 – дацитовый игнимбрит, 8 – липаритовый игнимбрит. Милоградовская структура: 9 – игнимбрит липарита. Северный сектор, татаркинский комплекс, Нижне-Амурская зона: 10 – липарито-дацит, 11 – липарит. Тумнинская зона: 12 – липарито-дацит. 13 – липарит. Центральный сектор, приморский комплекс, Кемская структура: 14 – липарито-дацит. 15 – липарит. Тернейская структура: 16 – дацит; 17 – андезит-дацит; 18 – липаритовый игнимбрит. Колумбинская структура: 19 – липарито-дацит; 20 – липарит. В скобках – количество анализов. n – количество спектральных анализов.

Таблица 7

Средние содержания микроэлементов в магматических породах дацит-липаритовой формации Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (г/т)

Элемент	1 (1)	2 (1)	3 (2)	4 (3)	5 (1)	6 (5)	7 (5)	8 (2)	9 (2)
Rb	103	154	155	122	10	123	86	117	131
Sr	301	294	237	161	10	90	139	171	151
Ba	539	786	940	633	479	642	1087	1070	703
Zr	129	97	136	72	71	90	132	156	139
Nb	7	10	25	6	16	15	17	27	17
La	29	28	37	35	27	41	35	55	48
Ce	43	38	64	18	64	57	66	73	59
Nd	10	н.о.	35	20	24	25	21	10	24
Y	23	21	37	20	27	24	20	24	20

Примечание к табл. 7. Центральный сектор, приморский комплекс. Тернейская структура: 1 – дацит, игнимбрит; 2 – андезито-дацит; 3 – липарит, игнимбрит, средняя часть покрова. 4 – туфы липаритов, арзамазовская свита; Колумбийская структура: 5 – липарит, игнимбрит. Южный сектор. Маргаритовская структура: 6 – липарит; 7 – липарит, игнимбрит. Богопольская структура: 8 – липарит, игнимбрит; Милоградовская структура: 9 – липарит, игнимбрит. В скобках дано число анализов.

Таблица 8

**Средние составы магматических пород андезит-дацит-липаритовой формации
Восточно-Сихотэ-Алтинского пояса**

Окисел	1 (6)	2 (3)	3 (3)	4 (1)	5 (2)	6 (4)	7 (2)	8 (1)	9 (1)	10 (1)	11 (1)	12 (2)	13 (3)
SiO ₂	52,88	58,49	62,35	68,01	53,64	57,88	61,73	59,02	50,60	61,58	50,06	54,40	59,20
TiO ₂	0,95	0,77	0,67	0,46	1,26	0,59	0,40	1,37	1,17	0,59	1,31	0,90	1,08
Al ₂ O ₃	17,45	18,85	15,87	15,49	17,34	17,85	17,21	21,00	18,75	16,96	18,25	16,83	17,45
Fe ₂ O ₃	5,12	2,64	3,92	0,62	3,23	3,59	3,52	5,55	3,41	0,84	3,50	0,97	2,50
FeO	3,47	4,45	2,64	3,03	6,62	2,34	1,49	4,32	6,59	3,82	3,69	6,28	4,12
MnO	0,19	0,36	0,19	0,08	0,18	0,19	0,09	0,20	0,30	0,10	0,16	0,13	0,13
MgO	4,29	2,22	2,08	0,80	3,39	3,02	2,28	3,70	5,49	1,57	4,80	4,07	2,41
CaO	5,37	4,41	2,75	3,17	6,94	4,98	1,81	5,88	8,70	3,26	7,00	5,27	5,67
Na ₂ O	3,65	4,05	2,81	3,84	3,14	4,04	5,88	2,90	3,18	4,82	4,10	3,27	3,38
K ₂ O	1,63	2,22	2,46	3,27	1,50	2,49	2,91	1,00	0,69	2,64	1,10	2,91	2,02
P ₂ O ₅	0,34	0,28	0,28	0,09	0,27	0,34	0,35	0,40	0,20	0,06	0,04	0,30	0,27
H ₂ O+	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,23	0,86	1,58	1,41	н.о.	1,71	2,50	2,21	0,59
Ппп	4,28	1,43	3,45	0,87	0,98	1,39	0,46	0,53	н.о.	1,30	2,50	2,00	0,42
Сумма	99,62	100,07	99,47	99,13	99,72	99,56	99,69	100,28	99,06	99,23	99,61	99,55	99,24
Ni						12	10	48	29	6	3	19	6
Co						30	15	32	23	4	4	9	6
Cr						7	10	52	54	6	4	32	7
V						86	69	220	100	59	66	270	60
Cu						31	45	54	6	15	6	36	15
Zn						40	63	100	66	41	48	32	75
Pb						6	15	6	10	13	24	6	8
Sn						8	4	3	6	2	2	3	3
Ag						0,05	0,09	0,09	н.о.	0,03	0,14	0,03	0,12
Mo						32	3	1	3	8	2	2	9
B						12	8	19	5	6	3	3	8

Окисел	14 (20)	15 (30)	16 (4)	17 (2)	18 (15)	19 (2)	20 (3)	21 (3)	22 (2)	23 (3)	24 (2)	25 (2)	26 (2)
SiO ₂	61,22	64,88	68,92	55,28	60,93	58,72	73,40	75,55	73,86	57,83	63,90	69,56	73,60
TiO ₂	1,01	0,62	0,42	0,74	0,71	0,70	0,22	0,13	0,19	0,93	0,74	0,37	0,22
Al ₂ O ₃	17,49	17,10	15,97	18,30	16,07	16,04	12,90	13,08	13,57	17,36	15,71	15,25	12,51
Fe ₂ O ₃	5,92	2,85	1,20	2,76	1,39	1,54	1,73	1,22	0,89	2,72	2,81	0,16	3,07
FeO	2,42	1,91	1,74	5,06	4,33	6,53	1,54	0,86	1,70	5,00	4,00	3,06	0,52

Продолжение табл. 8

Оксид	14(20)	15(30)	16 (4)	17(2)	18(15)	19(2)	20(3)	21(3)	22(2)	23(3)	24(2)	25(2)	26(2)
MnO	0,07	0,10	0,07	0,12	0,15	0,12	0,06	0,03	0,07	0,12	0,15	0,08	0,01
MgO	0,93	0,98	0,60	3,92	2,53	3,28	0,14	0,147	0,30	1,41	1,57	0,55	0,38
CaO	4,03	4,08	1,95	7,20	4,89	4,56	1,05	0,23	0,62	4,30	3,00	3,71	0,71
Na ₂ O	3,67	4,42	3,70	3,11	3,17	3,38	3,33	2,97	4,30	4,08	3,24	1,10	3,56
K ₂ O	0,97	2,20	2,83	1,38	2,21	1,80	4,52	4,76	4,00	2,50	2,21	4,75	3,99
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,21	0,27	0,41	0,31	0,03	0,04	0,04	0,24	0,14	0,40	0,01
H ₂ O+	1,005	н.о.	н.о.	1,30	н.о.	1,40	н.о.	н.о.	н.о.	1,57	1,19	0,43	н.о.
Ппп	0,91	н.о.	1,06	0,62	3,05	1,60	0,88	н.о.	н.о.	1,42	1,30	0,37	н.о.
Сумма	99,92	99,22	99,97	99,36	99,84	99,98	99,83	99,04	99,54	99,58	99,96	99,79	99,58
Ni	11	17	5	15	15	10	10	15	4	10	4	4	8
Co	5	10	3	17	15	14	11	н.о.	2	8	3	6	3
Cr	20	15	7	34	21	14	27	26	9	12	3	5	29
V	42	63	55	170	61	55	54	26	8	44	28	35	19
Cu	18	45	8	36	29	12	13	10	13	7	3	18	11
Zn	23	68	22	46	45	34	86	97	30	98	200	100	27
Pb	25	33	15	5	22	2	37	25	24	12	41	29	30
Sn	3	5	3	2	4	4	1	9	6	4	4	5	3
Ag	0,07	0,09	0,04	0,02	0,03	0,01	0,2	0,1	н.о.	0,12	н.о.	н.о.	2,4
Mo	2	3	2	2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1	н.о.	н.о.	1
B	9	15	14	9	14	5	10	12	н.о.	4	5	н.о.	5

Оксид	27(2)	28(3)	29(3)	30(4)	31(8)	32(2)	33(5)	34(2)	35(2)	36(2)	37(2)	38(2)	39(2)
SiO ₂	74,68	72,60	77,56	73,40	71,42	62,80	68,72	72,78	70,52	73,90	75,14	75,92	63,80
TiO ₂	0,10	0,11	0,08	0,35	0,25	0,38	0,33	0,28	0,46	0,07	0,20	0,11	0,85
Al ₂ O ₃	12,86	11,69	10,58	12,68	14,39	17,62	15,32	13,65	12,79	12,46	11,01	12,06	16,01
Fe ₂ O ₃	2,96	1,15	1,70	1,52	2,34	3,80	2,76	1,98	3,71	1,18	0,44	1,18	3,41
FeO	0,70	20,1	3,86	0,61	1,07	1,00	1,20	0,93	1,44	3,04	1,87	1,36	1,74
MnO	0,01	0,05	0,07	0,07	0,10	0,15	0,07	0,06	0,09	0,03	0,03	0,01	0,10
MgO	0,13	0,50	0,43	1,05	0,57	1,42	1,07	0,75	0,40	0,26	сл.	0,42	1,23
CaO	0,35	1,12	0,38	1,51	0,87	3,02	2,70	1,78	0,53	0,54	0,44	0,68	3,40
Na ₂ O	0,71	3,29	2,94	2,38	3,81	4,07	3,71	3,28	4,03	2,70	4,59	3,14	4,32
K ₂ O	5,51	3,68	3,61	3,81	3,93	2,22	2,05	3,40	3,38	4,08	4,56	4,40	2,63
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,04	0,10	0,08	0,15	0,14	0,07	0,07	0,01	0,04	0,03	0,20
H ₂ O+	0,61	1,59	н.о.	н.о.	н.о.	1,40	0,57	н.о.	1,20	0,71	0,52	0,29	1,00
Ппп	0,58	1,70	н.о.	2,65	н.о.	1,59	0,61	1,00	1,17	0,68	0,49	0,19	1,03
Сумма	99,21	99,52	100,75	100,13	99,83	99,62	99,25	99,96	99,69	99,74	99,33	99,79	99,82
n		3	2	16	8		3	2	2	2	2	2	2
Ni	11	2	15	3	10		8	9	6	10	5	7	6
Co	2	2	9	2	8		13	12	5	4	2	3	7
Cr	8	1	10	16	1		12	2	1	5	5	9	14
V	16	2	7	9	17		65	57	22	7	5	9	41

Окончание табл. 8

Оксид	27 (2)	28 (3)	29 (3)	30 (4)	31 (8)	32 (2)	33 (5)	34 (2)	35 (2)	36 (2)	37 (2)	38 (2)	39 (2)
Cu	12	2	51	8	14		15	9	12	59	29	30	20
Zn	8	54	28	43	25		68	45	32	25	23	39	30
Pb	16	19	12	31	11		13	11	16	8	40	20	30
Sn	3	3	3	3	7		7	9	4	3	3	4	4
Ag	23	0,05	но	0,1	0,01		0,07	0,06	0,01	0,01	0,05	0,02	0,05
Mo	но	но	но	но	но		но	но	но	но	но	но	но
B	7	10	3	7	но		7	8	5	4	2	21	13

Оксид	40 (2)	41 (4)	42 (7)	43 (2)	44 (1)	45 (1)	46 (10)	47 (2)	48 (2)	49 (2)	50 (7)	51 (3)	52 (2)
SiO ₂	66,54	69,11	71,60	71,50	71,73	75,20	71,72	72,37	76,32	72,92	66,90	66,86	68,20
TiO ₂	0,73	0,61	0,50	0,44	0,56	0,35	0,32	0,22	0,18	0,23	0,24	0,16	0,24
Al ₂ O ₃	16,04	15,40	13,35	12,12	12,30	12,50	13,54	12,66	12,19	12,72	14,02	14,24	14,27
Fe ₂ O ₃	2,30	2,41	2,03	1,83	2,26	1,45	1,21	1,09	0,76	0,55	1,56	1,12	0,90
FeO	2,22	1,40	1,38	0,90	0,81	0,23	1,97	3,71	1,60	4,95	4,06	7,24	4,50
MnO	0,10	0,60	0,07	0,05	0,07	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08	0,09	0,05
MgO	1,14	0,82	0,72	0,53	0,92	0,57	0,43	0,56	0,35	0,83	0,40	0,57	0,89
CaO	3,20	2,32	2,02	1,12	2,21	1,05	0,93	0,68	0,80	1,63	1,78	1,56	1,14
Na ₂ O	4,19	3,50	4,17	4,24	6,64	2,50	4,21	3,60	2,90	3,58	3,38	3,82	3,82
K ₂ O	2,45	3,20	3,44	5,38	1,80	4,30	3,98	4,36	4,52	4,21	3,85	3,60	3,60
P ₂ O ₅	0,22	0,20	0,17	0,17	0,07	0,02	0,09	0,06	0,03	0,04	0,05	0,07	0,14
H ₂ O+	но	но	но	0,53	но	0,52	0,61	0,30	но	но	1,53	0,24	0,75
Плп	0,36	но	0,27	0,71	0,35	0,54	0,63	0,21	но	но	1,54	0,39	0,90
Сумма	99,49	99,60	99,72	99,53	99,72	99,29	99,69	99,89	99,74	101,27	99,44	99,96	99,70
n	2			2		1	11	2	2	2	7	3	2
Ni	7	4		8		6	10	11	12	10	12	22	16
Co	7	3		4		3	4	6	3	3	10	13	11
Cr	10	10		10		5	5	8	10	5	6	10	8
V	71	38		85		20	14	15	11	5	13	11	23
Cu	19	10		14		18	52	65	70	100	44	84	52
Zn	41	90		79		27	40	38	24	21	28	32	28
Pb	26	46		46		21	14	10	13	7	5	8	11
Sn	4	4		4		2	5	5	4	5	3	7	5
Ag	0,05	0,05		0,54		0,05	0,02	0,05	0,05	0,01	0,05	0,05	0,08
Mo	2	2		3		но	но	но	но	но	но	но	но
B	5	13		10		3	6	7	9	4	5	8	18

Примечание. Андезит-дацит-липаритовая формация, самаргинский комплекс Центральный сектор, Самаргинская структура 1 – андезито-базальт, 2 – андезит, 3 – андезито-дацит, Джаусинская структура 4 – липарито-дацит. Верхне-Кемская структура 5 – андезито-базальт, 6 – андезит, 7 – андезито-дацит. Тернейская структура 8 – андезито-базальт, 9 – базальт, дайка, 10 – андезито-дацит Южный сектор, самаргинский (дальнегорский сияновский) комплекс, Пластунская структура 11 – базальт, 12 – андезит, 13 – андезит, 14 – андезито-дацит,

15 – андезито-дацит, роговообманковый; 16 – дацит, биотит-роговообманковый; Дальнегорская структура: 17 – андезито-базальт, 18 – андезито-дацит; 19 – андезит; 20 – липарит; Березовская структура: 21 – липарит; Караванная структура: 22 – липарит; Маргаритовская структура: 23 – андезит; 24 – дацит, игнимбриит; 25 – липарито-дацит, игнимбриит; 26 – экструзия липарита, 27 – дайка липарита. Богопольский комплексе. Богопольская структура: 28 – флюидальные лавы липаритов; 29 – сферолитовые лавы; 30 – игнимбрииты липаритов (Михайлов, 1989); Верхне-Кемская структура: 31 – игнимбриит липарита; Мало-Кемская структура: 32 – игнимбриит андезито-дацита; 33 – дацит; 34 – липарит; Якутинская структура: 35 – липарито-дацит, игнимбриит; 36 – липарит, игнимбриит, 37 – ультракислый высокощелочной липарит, игнимбриит; 38 – ультракислый липарит, игнимбриит; Тенфуrowsкая структура: 39 – андезито-дацит, игнимбриит; 40 – дацит, игнимбриит; 41 – липарито-дацит, игнимбриит; 42 – липарит, игнимбриит; 43 – калиевый липарит; 44 – натровый липарит, игнимбриит; 45 – ультракислый липарит, игнимбриит; Шадуйская структура, нижняя часть: 46 – липарит, игнимбриит; 47 – покровные липариты; 48 – ультракислые липаритовые игнимбрииты; верхняя часть: 49 – туфы и игнимбрииты дацитов; 50 – туф липарита; 51 – биотит-роговообманковые покровные дациты; центральная экструзия: 52 – биотит-роговообманковые дациты. В скобках дано число анализов. n – количество спектральных анализов.

Таблица 9

Средние составы магматических пород Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса

	1 (6)	2(12)	3 (5)	4 (7)	5 (9)	6 (7)	7 (3)	8 (4)	9(14)	10 (13)	11 (13)	12 (3)
SiO ₂	56,37	64,91	68,48	72,69	57,44	61,49	68,41	52,83	56,56	61,17	65,13	70,92
TiO ₂	0,82	0,56	0,43	0,21	0,90	0,81	0,32	0,96	0,97	0,85	0,66	0,36
Al ₂ O ₃	17,31	16,29	15,28	13,85	17,10	16,44	14,42	19,22	17,52	15,98	15,90	14,61
Fe ₂ O ₃	3,19	2,17	2,03	0,89	4,19	4,00	1,91	3,19	3,48	2,79	2,35	1,02
FeO	4,65	2,02	1,26	1,29	3,75	1,71	0,48	5,06	3,56	3,39	1,69	1,29
MnO	0,12	0,60	0,07	0,06	0,13	0,10	0,18	0,15	0,13	0,12	0,10	0,29
MgO	3,35	1,57	0,78	0,51	2,81	2,38	0,70	3,27	3,14	2,46	1,39	0,97
CaO	6,27	2,64	1,99	2,07	5,53	4,45	2,69	7,48	6,43	4,40	3,22	1,89
Na ₂ O	2,95	4,02	3,67	3,07	3,01	3,74	2,90	3,29	3,36	4,30	3,93	3,79
K ₂ O	1,90	7,84	4,54	4,20	2,40	2,39	3,19	1,59	1,99	2,74	3,71	3,54
H ₂ O+	1,20	1,25	0,92	0,84	2,10	1,81	4,11	1,83	1,46	1,70	1,14	0,05
Сумма	99,64	99,91	99,65	99,82	99,80	99,72	99,57	99,60	99,79	99,95	99,95	99,60

Примечание. Северный сектор, андезит-липаритовая формация, кузнецовский комплекс, Нижне-Амурская зона. Маркрамская, Дыльменская структуры: 1 – андезит, 2 – андезито-дацит, 3 – липарито-дацит, 4 – липарит. Тымнинская и др структуры южного обрамления: 5 – андезит; 6 – андезито-дацит; 7 – липарито-дацит. Тумнинская зона: 8 – андезито-базальт; 9 – андезит; 10 – андезито-дацит; 11 – дацит. 12 – пикрит. В скобках дано число анализов.

кальдерный этап развития магматизма Сихотэ-Алинь, наложенный на ранее сформированный комплекс пород приморской серии и на складчатый фундамент пояса. Структурный план, формы проявления (грабены и кальдеры) и состав (риолиты, дациты, андезиты) маастрихт-датского вулканизма также резко отличны от предшествующего ареального кислого вулканизма.

Маастрихтская группа комплексов представлена двумя типами разрезов: умеренно кислым (сияновским) и средним (самаргинский). В случае их совмещения формируется антидромный ряд (табл. 8, 9, 10). Оба типа завершаются достаточно самостоятельной интрузивной фазой диорит-гранодиорит-гранитного состава (дальнегорский, баппинский и другие комплексы). Сияновский тип распространен главным образом на юге пояса. Он представлен кислыми породами с антидромной эволюцией и тенденцией "поокисления" с востока на запад. Самаргинский тип наиболее распространен в пределах пояса севернее Бикинской депрессии (бассейн р. Самарга, Кюма, Ботчи, Мули и др.). Южнее встречается в виде одиночных стратовулканов (Солощовский), а также узких грабенов в зоне Центрального разлома. Представлен вулканитами антидромного ряда от андезитодацитов до андезито-базальтов. Для маастрихтских андезитов можно выделить два подтипа: низкощелочные и высокощелочные латиты. Первые наиболее характерны для зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома, вторые – для кальдер вулканического пояса. Характерной особенностью минерального состава, помимо стандартных ассоциаций, является присутствие аксессуарного граната. Для сияновского типа (дацит) установлены содержания Sr = 250-350 г/т, Ba = 500-610 г/т, для самаргинского (андезиты) – Sr = 500-650 г/т, Ba = 350-650 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039-0,7061$.

Таблица 10

Средние содержания микроэлементов в магматических породах андезит-дацит-диоритовой формации Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (г/т)

Элемент	1 (1)	2 (1)	3(1)	4 (1)	5 (1)	86 (2)	7 (2)
Rb	27	57	46	120	60	77	86
Sr	518	643	651	460	922	691	536
Ba	442	362	720	1294	882	1062	998
Zr	28	111	98	262	266	166	129
Nb	3	23	1	18	39	31	18
La	19	9	21	21	31	12	35
Ce	13	27	14	54	68	40	43
Nd	6	4	н.о	21	21	10	19
Y	10	33	18	18	50	16	14

Примечание. Северный сектор, самаргинский комплекс Дыльменская структура. 1 – базальт, Средне-Гаракановская структура. 2 – базальт; 3 – андезит, 4 – дацит, 5 – липарит, Экстрюзия. Маркрамская структура: 6 – андезит, 7 – дацит В скобках дано число анализов.

Дальнегорский (баппинский) комплекс гранитоидов повышенной основности представлен рядом одно- и многофазных интрузий пестрого состава с монзонитоидным уклоном. Они прорывают и метаморфизуют вул-

канисты приморской серии и сияновского комплекса, но перекрыты отложениями богопольской свиты. Небольшие (10-30 км²) интрузий диорит-гранодиорит-гранитов (собственно дальнегорский комплекс), ассоциирующие с вулканистами маастрихтского возраста, наиболее изучены в Дальнегорском и смежных с ним районах (Николаевская, Брусничная, Исаковская, Евлампиевская и др.). Это обычно двухфазные интрузии: первая фаза – габброиды, монодиориты, кварцевые диориты – образуют краевые части массивов и часто мелкие штоки – спутники самих интрузий; вторая фаза – гранодиориты до биотит-амфиболовых меланогранитов. Абсолютный возраст пород укладывается в диапазоне 70-60 млн лет.

Богопольский (левособолевский, иннокентьевский и др.) комплекс включает преимущественно умеренно кислые вулканисты и комагматичные им субвулканические интрузии порфиroidных гранитов и адамеллитов. Почти повсеместно породами комплекса выполнены грабены субширотного и северо-западного простирания и, частично, структуры очагового типа (кальдеры). Покровные образования богопольской свиты представлены игнимбритами, псаммитовыми и агломератовыми туфами риолитового и риодацитового составов, тесно ассоциирующихся с субвулканическими интрузиями риолитов и риодацитов. Для экстрезий и субвулканических интрузий характерны риолиты и риодациты со сферолитовой структурой, а также вулканические стекла (перлиты). По составу породы богопольского комплекса и его аналогов достаточно уверенно разделяются на две группы: риолиты ($\text{SiO}_2 = 75\%$), риодациты и дациты ($\text{SiO}_2 = 70-65\%$). Как правило, риолиты являются более ранними фазами комплексов, нередко продолжающими экстрезивный ряд риолитов маастрихтского времени. Риодациты и дациты обычно завершают разрезы стратифицированных образований богопольской свиты. Такой же химический состав имеют широко распространенные в комплексе вулканические стекла (чаще перлиты, реже обсидианы). Составу гранодиорит-адамеллитов отвечают и породы наиболее поздних субвулканических интрузий порфиroidных гранитоидов (типа массива горы Мир в Якутинском грабене).

Породы богопольского комплекса несколько обогащены Sn, при умеренных содержаниях Sr = 230-300 г/т, резко повышен Ba = 680-100 г/т [Баскина, 1982], соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7066$.

Палеогеновый этап магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса наиболее широко проявился на севере в Нижнеамурском блоке, менее масштабно – в Сюркумском и ограничено – в Самаргинском и Ольга-Тернейском блоках. Намечается особый характер проявления магматизма этого этапа: в линейных рифтоподобных структурах развиты главным образом покровные образования основного состава, в кольцевых – контрастные комплексы (табл. 11, 12). Ассоциации контрастных по составу пород представлены серией, в которой нижний комплекс сложен основными породами

(кузнецовская свита). средний – кислыми вулканитами (колчанская, кедровая и другие свиты), верхний – основными (базальты кизинской свиты). Последний структурно несколько разобщен и, возможно, является самостоятельным. Первые два члена серии структурно и генетически связаны. Данные по детальным геологическим и петрологическим исследованиям были ранее рассмотрены [Вулканические.... 1984; Мартынов, 1983; Попов, 1986; и др.]. Здесь следует кратко остановиться на основных особенностях. Нижний базальтовый комплекс (кузнецовский) представлен дифференцированной серией от базальтов до дацитов и плагиолипаритов, но основные породы резко преобладают, а в линейных депрессиях они полностью доминируют. Средний член серии – кислые вулканиты (колчанский, кедровский комплексы и др.), которые имеют пестрый состав. По особенностям состава и геологическому положению можно выделить две генетические группы пород: 1) калиевые высокоглиноземистые и известковистые вулканиты – пирокластические и лавовые образования липаритовых игнимбритов (масловский, кедровский комплексы) анатектоидного происхождения с весьма своеобразными петрогеохимическими чертами (табл. 12), главные из которых – низкие содержания Sr, Co, Cr, но высокие – Rb, K/Na; 2) натрово-калиевые и натровые субщелочные и щелочные кислые вулканиты (колчанский комплекс и его экструзивно-интрузивные аналоги), для которых характерны высокие содержания Na, Ti, но низкие – Rb, элементов группы железа, и которые можно отнести к производным базальтовых магм.

Таблица 11

Средние составы магматических пород контрастных формаций
Восточно-Сихотэ-Алвинского пояса (окислы в вес.%, г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48,81	52,17	59,32	52,45	61,90	68,93	73,40	71,69	50,01	54,42	58,26	64,62	71,45
TiO ₂	1,21	1,33	0,69	1,48	0,62	0,45	0,31	0,24	1,44	1,09	0,90	0,55	0,21
Al ₂ O ₃	18,32	17,99	17,20	16,90	18,01	15,64	13,54	13,80	18,18	17,47	18,12	16,86	15,97
Fe ₂ O ₃	3,91	3,34	2,78	4,60	2,92	2,18	1,20	1,57	4,77	4,25	4,24	2,77	1,50
FeO	6,29	5,37	3,74	4,85	1,82	1,59	0,38	0,94	4,44	3,28	2,33	1,34	0,58
MnO	0,18	0,16	0,12	0,14	0,10	0,08	0,09	0,09	0,17	0,16	0,12	0,11	0,11
MgO	5,83	5,17	2,76	5,22	1,39	0,98	0,62	1,03	4,84	3,82	2,62	1,21	0,41
CaO	8,66	8,10	5,52	7,71	4,21	1,34	0,97	1,18	8,51	7,16	5,96	4,37	2,94
Na ₂ O	3,50	3,17	3,90	3,35	4,54	4,41	4,68	3,44	3,10	3,22	3,29	3,33	3,63
K ₂ O	1,22	1,40	1,80	1,48	2,58	3,71	4,27	3,74	1,35	1,72	2,02	2,79	3,04
P ₂ O ₅	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,59	0,38	0,40	0,27	0,29
Ппп	0,90	1,40	2,00	1,70	1,81	0,36	0,42	2,00	2,04	3,00	1,52	1,71	н.о.
Сумма	99,82	99,60	99,83	99,88	99,90	99,67	99,88	99,72	99,44	99,97	99,78	99,93	100,13
n									20	8		2	

Окончание табл. 11

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ni	50	59	53	54	11	5	24	5	91	27	16	4	1
Co	26	26	13	21	11	2	13	4	27	13	13	7	2
Cr	52	56	52	60	6	5	н.а.	5	94	37	22	4	3
V	167	155	133	176	93	5	н.а.	31	183	170	140	69	26
Cu	83	87	74	72	38	13	н.а.	18	41	25	60	16	1
Pb	10	14	8	11	17	7	н.а.	28	13	13	14	20	47
Sn	3	3	3	3	2	4	н.а.	2	4	3	3	2	2
Zn	62	67	58	76	60	56	н.а.	38	124	84	70	72	47
Ag	0,09	0,17	0,07	0,06	0,08	0,09	н.а.	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,07
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	65,25	73,71	72,60	78,01	50,74	52,70	57,28	70,67	72,94	75,65	49,75	51,30	54,80
TiO ₂	0,52	0,15	0,24	0,14	1,39	1,20	1,54	0,39	0,26	0,16	1,17	1,17	0,84
Al ₂ O ₃	15,67	13,12	13,78	12,11	18,45	17,98	16,32	15,27	14,42	12,29	17,02	17,55	18,70
Fe ₂ O ₃	1,28	0,91	1,14	0,79	3,93	4,75	5,18	2,15	1,51	1,33	4,88	4,11	3,93
FeO	2,00	0,73	0,78	0,29	4,55	3,31	3,80	0,58	0,62	0,51	4,60	5,46	3,30
MnO	0,05	0,04	0,04	0,02	0,14	0,17	0,08	0,05	0,06	0,04	0,13	0,19	0,19
MgO	1,26	0,36	0,33	0,21	4,22	5,41	2,27	0,63	0,65	0,26	8,07	7,85	7,50
CaO	2,25	1,10	0,92	0,39	2,02	2,72	4,35	3,46	3,55	1,93	2,62	2,76	2,94
Na ₂ O	4,92	3,00	3,36	0,38	0,53	0,57	0,51	0,12	0,10	0,09	0,78	0,71	0,47
K ₂ O	3,71	3,97	5,41	5,91	3,10	1,34	0,45	1,97	1,03	1,40	2,75	1,79	0,67
P ₂ O ₅	0,23	0,11	0,17	0,17	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ппп	2,45	1,75	1,02	1,37	3,10	1,34	0,45	1,97	1,03	1,40	2,75	1,79	0,67
Сумма	99,59	99,95	99,73	99,79	99,27	99,99	100,94	99,44	99,89	99,88	99,62	99,42	99,21
n	8	20			7	13	1	1	5	6	1	1	1
Ni	3	3	3	н.а.	42	35	27	7	8	9	79	72	54
Co	3	3	3	н.а.	30	24	30	3	2	н.а.	22	19	8
Cr	3	3	3	н.а.	41	64	72	10	7	8	93	140	44
V	38	13	17	н.а.	175	177	325	38	20	23	140	150	110
Cu	3	5	7	н.а.	42	43	н.а.	34	19	46	54	55	42
Pb	26	40	42	н.а.	13	16	17	40	30	43	12	12	4
Sn	2	3	3	н.а.	4	4	3	3	5	5	2	2	2
Zn	57	33	34	н.а.	102	107	82	50	47	81	95	110	74
Ag	0,07	0,05	0,07	н.а.	0,03	0,08	н.а.	0,09	0,09	0,12	н.а.	н.а.	0,09

Примечание. Северный сектор, кузнецовский комплекс: 1 – базальт; 2 – андезито-базальт; 3 – базальт, кизинский комплекс; 4 – базальт, колянечский комплекс; 5 – андезито-дацит; 6 – дацит; 7 – липарит; масловский комплекс: 8 – липарит, игнимбрит. Центральный сектор, Кедровская структура, кузнецовский комплекс: 9 – базальт; 10 – андезит; кедровский комплекс: 11 – андезит; 12 – дацит; 13 – липарит; 14 – трахидацит; 15 – липарит; 16 – липарит, экструзия; 17 – ультракислый липарит, дайка. Южный сектор, Крестовская структура, кузнецовский комплекс: 18 – базальт, покровный; 19 – андезито-базальт; 20 – андезит; 21 – гранит-порфир, дайка; 22 – липарит, покровные образования; 23 – ультракислый липарит, дайки, покровы, экструзии. Суворовский покров, Тадушинская депрессия: 24 – базальт, покровный, двупироксеновый, нижний горизонт; 25 – базальт, покровный, оливин-пироксеновый, верхний горизонт n – количество анализов.

Таблица 12

Средние содержания микроэлементов в магматических породах контрастной серии Восточно-Сихотэ-Альвинского пояса (г/т)

№ п/п	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Y
1(1)	н а	710	554	136	н а	15	31	9	18
2(1)	н а	542	642	146	4	147	29	7	10
3(1)	н а	706	654	119	10	19	29	4	9
4(2)	17	136	930	220	8	37	54	18	12
5(1)	2	609	1052	144	3	17	36	27	13
6(2)	н а	77	1233	162	20	27	72	27	15
7(2)	41	440	1181	244	13	30	56	28	14
8(1)	60	502	1222	291	26	60	47	н а	24
9(1)	67	98	668	204	13	57	74	34	13
10(1)	82	36	422	273	34	53	81	19	13
11(1)	82	52	548	268	25	61	83	22	12
12(1)	н а	319	1210	167	13	29	28	11	4
13(1)	16	715	390	106	1	11	23	4	25
14(1)	71	464	948	227	16	47	44	39	22
15(1)	49	595	514	120	23	27	34	н а	21
16(20)	35	786	503	262	15	36	56	21	26
17(20)	57	900	540	282	10	24	35	13	22
18(2)	66	1020	н а	259	7	20	17	29	15
19(20)	141	73	512	299	22	26	34	8	18
20(8)	126	332	1117	н а	23	36	62	2	23
21(2)	10	673	396	146	10	24	31	5	23
22(3)	7	640	430	160	10	23	46	9	15
23(1)	72	525	670	324	18	46	77	44	28
24(5)	75	157	909	200	22	33	38	14	15
25(7)	139	184	766	148	20	31	44	4	22
26(2)	29	694	703	224	12	49	45	16	32
27(2)	43	698	752	212	12	56	56	27	18
28(2)	12	649	520	121	17	29	30	12	26

Примечание. Северный сектор, Нижне-Амурская зона, Бухтянская структура 1 – базальт, кузнецовский комплекс, колчанский комплекс 2 – андезит; 3 – андезито-дацит; 4 – дацит. 5 – липарито-дацит, 6 – липарит Белогорская структура, кузнецовский комплекс 7 – андезит, колчанский комплекс 8 – андезито-дацит, 9 – дацит, масловоцкий комплекс 10 – липарит, игнибриит; 11 – липарит Масловоцкая структура, колчанский комплекс 12 – дацит Амуро-Алчинская структура, кузнецовский комплекс 13 – базальт, 14 – липарит, кизинский комплекс 15 – базальт Центральный сектор, Кедровская структура, Кедровская серия 16 – базальт. 17 – андезит, 18 – дацит, 19 – липарит Южный сектор, Крестовская структура, Крестовская серия 21 – базальт; 22 – андезито-базальт, 23 – андезит, 24 – липарит, покров, дайки, 25 – ультракалневый липарит Тадушинская депрессия, Суворовский покров 26 – базальт, двупироксеновый, нижний горизонт, 27 – базальт, оливин-пироксеновый, верхний горизонт, 28 – андезито-базальт В скобках дано количество анализов

К этому же этапу относятся вулcano-интрузивные, экструзивно-интрузивные и интрузивные образования, ранее относимые к прибрежной серии на основании прорывания ими кузнецовской свиты. По данным калий-аргонового метода большая часть интрузий имеет абсолютный возраст 65-30 млн лет (преобладает 60 млн лет), что соответствует промежутку времени от позднего дания до олигоцена включительно. Нами эти породы выделяются в ранг прибрежного вулcano-плутонического комплекса. Интрузий прибрежного комплекса наиболее распространены в Северном Сихотэ-Алине, где они формируют ряд субмеридиональных цепочек самостоятельных массивов (Среднетумнинская цепочка – Тулучинский, Колбинский, Кетавский массивы и др.) или изолированные интрузии по периферии магматогенных поднятий (Ыйский и другие интрузии по периферии Бяполинского магматогенного поднятия).

Среди пород, связанных с кольцевыми структурами, намечается несколько типов экструзивно-интрузивных комплексов [Емельяненко, Троян, 1979]: 1) многофазный сложнодифференцированный (от габбро до гранофилов и субщелочных гранитов) комплекс – аналог кузнецовского эффузивного комплекса, представлен Тулучинским и Ыйским массивами; 2) гранодиорит-гранитный (бюленейский тип), соответствующий начальным фазам кислых комплексов контрастной серии вулкано-структур Нижне-амурской и Центрально-Сихотэ-Алинской зон Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Мартынов, 1983; Попов, 1986]; 3) миароловых, гранофировых субщелочных и щелочных гранитов и гранит-порфиров (Колбинский, Санкукский, Моховой массивы и др.). Для последних свойственно либо трех-, либо однофазное строение. В сложных массивах фазы являются гетерогенными с различными соотношениями K/Na, породообразующих и аксессуарных минералов, с разным микроэлементным составом и соотношением P3Э, что позволяет считать их либо производными дифференциатов базальтовой магмы, либо анатектоидными.

Комплекс миароловых лейкократовых субщелочных и щелочных гранитов вместе с субщелочными (натровыми) лавами и экструзиями (колчанский комплекс) и натрово-калиевыми экструзиями и лавами (кедровский комплекс) составляет важную особенность бимодального вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, так же как и для всех окраинно-континентальных поясов Востока Азии на завершающем этапе их развития. Они могут быть отнесены к классу магматогенно-рудных систем бимодального вулканизма, рудоносность которых весьма перспективна. Это золото-серебряное, золотое, серебряно-висмутовое, редкометальное и другие оруденения неизвестных ранее генетических типов (золотое озерно-кальдерно-сульфатарное, редкометальное и молибден-медно-порфировое трубок взрыва и др.).

Общая характеристика состава пород REE в вулканиках Восточно-Сихотэ-Алинского пояса представлена в табл. 13, 14 по данным JCP (г. Иркутск, СибГЕОХИ).

Таблица 13

**Химический состав представительных образцов вулканитов
Восточно-Сихотэ-Алтинского вулканического пояса**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53,20	73,54	69,75	58,30	62,28	63,80	67,42	67,77	72,10	50,31	54,46
TiO ₂	1,15	0,14	0,31	1,19	0,70	0,85	0,42	0,37	0,09	2,00	1,05
Al ₂ O ₃	17,99	12,96	14,59	16,59	16,62	16,01	14,13	14,64	12,70	14,89	14,75
Fe ₂ O ₃	5,32	0,86	1,85	3,96	1,57	3,41	2,93	1,62	0,30	2,27	3,96
FeO	3,21	1,62	2,74	4,51	3,46	1,74	1,81	2,90	2,60	9,02	3,28
MnO	0,06	0,08	0,03	0,15	0,13	0,10	0,05	0,07	0,06	0,13	0,07
MgO	5,34	0,10	0,53	2,74	1,40	1,23	0,84	1,41	0,18	7,82	5,76
CaO	4,96	0,45	2,23	5,17	4,05	3,40	2,54	2,06	0,91	7,50	6,79
Na ₂ O	3,96	3,46	2,98	3,61	4,43	4,32	3,54	3,66	4,40	3,20	3,40
K ₂ O	1,13	5,14	3,28	1,96	3,02	2,63	3,10	3,35	4,50	0,97	1,57
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,17	0,29	0,16	0,20	0,26	0,17	0,14	0,34	0,27
H ₂ O	1,12	0,27	0,25	0,00	1,45	1,23	0,58	0,20	0,20	0,09	3,11
H ₂ O+	1,83	н.а.	н.а.	н.а.	0,57	0,89	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ппп	0,45	0,76	0,91	1,50	0,63	0,31	1,96	1,36	0,76	0,99	1,22
Сумма	99,95	99,57	99,62	99,97	100,20	100,12	99,58	99,58	99,94	99,53	99,69

Примечание. 1 – Сиванчинский комплекс, Милоградовская структура, андезитобаза-льт; 2,3 – Приморский комплекс: 2 – игнимбрит, Кемская структура, 3 – игнимбрит, Самаргинская структура; 4,5 – Самаргинский комплекс: 4 – андезит, 5 – андезито-дацит, Тернейская структура; 6,7 – Богопольский комплекс: 6 – игнимбрит (Фурманово), 7 – игнимбрит, Малая Кема. перевал; 8 – игнимбрит, лево-соболевская свита, Усть-Соболевская структура; 9 – игнимбрит, приморский комплекс, Терней; 10 – базальт, древнечетвертичный (р. Усть-Соболевка); 11 – базальт, миоценовый (р. Амгу).

Таблица 14

**Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) и изотопных соотношений
в представительных образцах магматических комплексов
Восточно-Сихотэ-Алтинского пояса**

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sc	19,5	4,9	6,2	21,0	19,0	15,0	6,0	12,0	3,0	29,0	21,0
Ti	10722	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
V	222	40,0	31,0	190	63,0	56,0	41,0	55,0	13,0	190	170
Mn	1258	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Co	47,1	4,0	5,2	23,0	8,1	7,9	5,7	6,7	3,5	40,0	27,0
Ni	203	9,4	14,0	21,0	5,6	6,8	9,1	13,0	18,0	150	110
Cr	н.а.	16,0	26,0	87,0	22,0	34,0	23,0	27,0	25,0	260	150
Cu	63,3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	23,1	н.а.	н.а.	54,8	52,2

Окончание табл. 14

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Zn	99,4	20,9	14,2	70,2	38,9	49,8	50,1	18,7	11,8	117	110
Ga	20,5	11,8	12,7	19,3	17,9	18,5	19,6	14,8	15,2	23,9	22,6
Ge	1,63	1,0	1,0	3,92	1,73	3,89	1,71	1,39	2,0	2,0	2,0
Rb	17,2	97,1	102	7,8	50,7	65,6	52,7	81,4	147	18,1	20,0
Sr	419	233	179	485	314	251	175	209	89,4	436	499
Y	20,8	11,1	16,9	16,4	26,0	30,5	27,8	19,1	29,3	23,0	24,6
Zr	106	63,4	69,9	50,4	66,5	102	76,4	106	69,4	111	82,2
Nb	18,0	3,0	3,0	4,22	4,05	5,84	11,4	3,90	6,0	21,2	23,3
Cs	0,52	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4,45	н.о.	н.о.	1,2	1,0
Ba	284	662	500	133	365	483	612	698	333	295	361
La	17,2	16,0	22,1	13,1	22,7	29,4	30,0	19,7	22,5	15,0	16,0
Ce	32,7	33,0	45,2	32,4	53,8	66,9	43,4	43,0	48,4	26,9	27,7
Pr	4,34	4,0	5,0	4,22	6,94	7,56	6,71	5,05	6,0	4,0	4,0
Nd	18,4	13,3	16,1	18,9	27,1	31,8	27,3	20,1	23,2	20,7	19,8
Sm	4,69	2,0	3,0	4,14	6,09	6,21	5,44	4,17	5,0	5,0	5,0
Eu	1,52	1,0	1,0	1,32	1,38	1,63	1,11	0,89	0,5	2,0	2,0
Gd	4,68	2,0	2,0	3,93	5,77	6,49	4,73	3,39	4,0	5,0	6,0
Tb	0,68	0,3	0,4	0,61	0,90	0,96	0,80	0,58	1,0	1,0	1,0
Dy	3,60	2,0	3,0	3,23	5,73	5,75	4,34	3,78	5,0	4,1	5,1
Ho	0,71	0,5	1,0	0,66	0,95	1,19	0,89	0,77	1,0	1,2	1,1
Er	1,73	1,0	2,0	1,72	3,08	4,07	3,01	2,46	3,0	2,1	2,0
Tm	0,26	0,31	0,4	0,28	0,45	0,52	0,46	0,36	0,5	0,21	0,23
Yb	1,53	1,1	2,0	1,72	3,18	3,28	2,82	2,73	4,2	2,0	2,2
Lu	0,22	0,3	0,4	0,26	0,45	0,63	0,42	0,43	1,0	0,31	0,23
Hf	2,80	2,1	2,3	1,55	2,17	3,65	3,72	3,67	3,1	3,0	3,0
Ta	0,52	0,4	1,0	0,43	0,59	0,85	0,61	0,41	1,1	0,41	0,31
Pb	3,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	13,23	н.о.	н.о.	2,0	2,0
Th	2,11	11,9	16,4	4,34	11,1	16,7	9,97	14,71	24,4	2,0	2,0
U	0,44	2,0	3,0	0,73	2,43	4,55	1,59	3,44	4,0	0,10	0,20
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0,70580	0,70590		0,706232	0,706420					
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁷ Nd											

Примечание. Номера проб соответствуют табл. 13

Магматогенные поднятия в структурах пояса занимают особую позицию. Помимо вулканических структур (кальдеры, приразломные депрессии, очаговые и др.), в которых были локализованы вулканические и вул-

кано-интрузивные комплексы, одновременно формировались магматогенно-интрузивные поднятия, длительно развивающиеся и соответствующие этапам эволюции пояса. К ним относятся крупные многофазные плутоны габбро-диорит-гранитного ряда – Валентиновский, Ольгинский, Владимирский, Мутухинский, отдельные фазы которых соответствуют определенным этапам вулканических фаз и комплексов вулканических структур.

Выделяется ряд магматогенных поднятий вдоль берега моря: Валентиновское, Ольгинское, Владимирское, Опричининское, Теркейское, Бяполинское; севернее последнего, вплоть до нижнего Амура (Нижнеамурское магматогенное поднятие), они неизвестны.

Интрузивные образования, слагающие эти поднятия, могут быть объединены в Южно-Приморскую береговую серию, в которой с юга на север происходит последовательное сокращение и выпадение из состава ранних фаз, соответствующих этапу формирования, большеобъемных игнимбритов приморской и среднеосновных эффузивов синанчинской свит и омоложение за счет возрастания объемов даний-палеогеновых фаз. Аналогичная особенность свойственна вулканогенному разрезу вулканического пояса: сокращение и выпадение нижних толщ, омоложение и увеличение доли среднеосновных пород верхней части.

Таким образом, Южно-Приморская интрузивная серия наиболее полно представлена на юге, для которой характерны крупные размеры пластовых интрузий (до 400-500 км²), многофазность (габбро-диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты), приуроченность к береговой линии вдоль восточной кромки вулканогена (контроль их размещения Береговым разломом), насыщенность гранитов поздних фаз ксенолитами габбро и диоритов ранних фаз. Становление интрузий, по-видимому, происходило в течение длительного времени (от 100 до 50 млн лет). Подробная характеристика интрузий приведена в работах М.А. Фаворской (1956 г.), Ф.К. Шипулина (1954 г.), С.А. Коренбаума и Г.А. Валуи (1975, 1979 гг.) и др.

К магматогенным поднятиям могут быть отнесены интрузивные массивы Нижнеамурской серии габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда, выделенные Э.П. Изохом и др. [1967] в Северном Сихотэ-Алине в пределах Тумнинского и Нижнеамурского блоков.

Сопоставление с интрузивными сериями Южного Сихотэ-Алиня показывает, что Нижнеамурская серия по петрохимическому составу аналогов не имеет, хотя по тектонической позиции диорит-гранодиоритовый комплекс и его эффузивные аналоги (больбинский комплекс) близки новогорскому и синанчинскому комплексам. В ряде случаев с интрузиями новогорского комплекса также связана непромышленная золотоносность. Абсолютный возраст гранитов Нижнеамурской серии, по Э.П. Изоху и др. [1967], не выходит за пределы 105—90 млн лет.

2.3. ЮГО-ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКИЙ ПОЯС МАГМАТИЗМА

2.3.1. ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Фрагментом тектономагматической системы Восточной Азии является плутонический пояс. Мезозойская активизация массивов восточной части Сино-Корейского щита связана с тектоническими напряжениями, которые в период среднепоздней юры – раннего мела выразились в пределах кристаллических массивов Собёк и Кёнги формированием в ослабленной зоне (трог Очхон) протяженных гранитоидных плутонов, интродуцировавших древние гнейсы. Восточнее располагается Кэнсанская впадина, в пределах которой развиты осадочно-вулканогенные породы мелового возраста, интродуцированные позднемеловыми палеогеновыми гранитоидами. На основании радиологических данных массивов мезозойских гранитоидов выделяются три возрастные группы: древние (триасовые) гранитоиды с возрастом 190-230 млн лет, юрские – 140-180 млн лет и меловые-палеогеновые – 120-40 млн лет. Триасовые гранитоиды известны на севере Корейского полуострова и связаны с индосинийскими движениями. Юрские и раннемеловые – распространены широко и представлены крупными батолитами в средней и юго-западной частях полуострова [Tsusue, 1984; и др.].

Юрские и меловые гранитоиды представлены двумя петрографическими разновидностями – биотитовыми и двуслюдяными гранитами (рис. 8, 9). На основании петрографических, структурных и геохимических данных гранитоиды могут быть объединены в две серии: юрская серия Дазбо и меловая серия Булгаса.

Серия Дазбо представлена двуслюдяными гранитами, которые развиты широко в виде крупных массивов, слагающих вместе с серией Булгаса протяженные пояса. Эти две серии отличаются по химическому составу и минеральным парагенезисам (табл. 15).

Юрские гранитоиды представлены рядом от кварцевых диоритов через гранодиориты к амаеллитам и гранитам. Гранодиориты слагают основную часть массивов. Среди гранитов известны двуслюдяные, высокоглиноземистые и лейкократовые разновидности.

Серия Булгаса сложена рядом от кварцевых диоритов через гранодиориты к амаеллитам и гранитам. Амаеллиты и граниты слагают основную часть массивов серии. Кроме того, среди пород серии присутствуют миароловые и микрографические граниты. Последние также присутствуют в составе вулcano-плутонических серий окраинно-континентального пояса во впадине Кэнсан.

Среди гранитоидов серии Дазбо выделяются несколько петрографических разновидностей: "известковистые" граниты, двуслюдяные и лейкократовые, которые различаются минеральными ассоциациями. Характерным для всей серии является высокая железистость биотита, микроклиновый

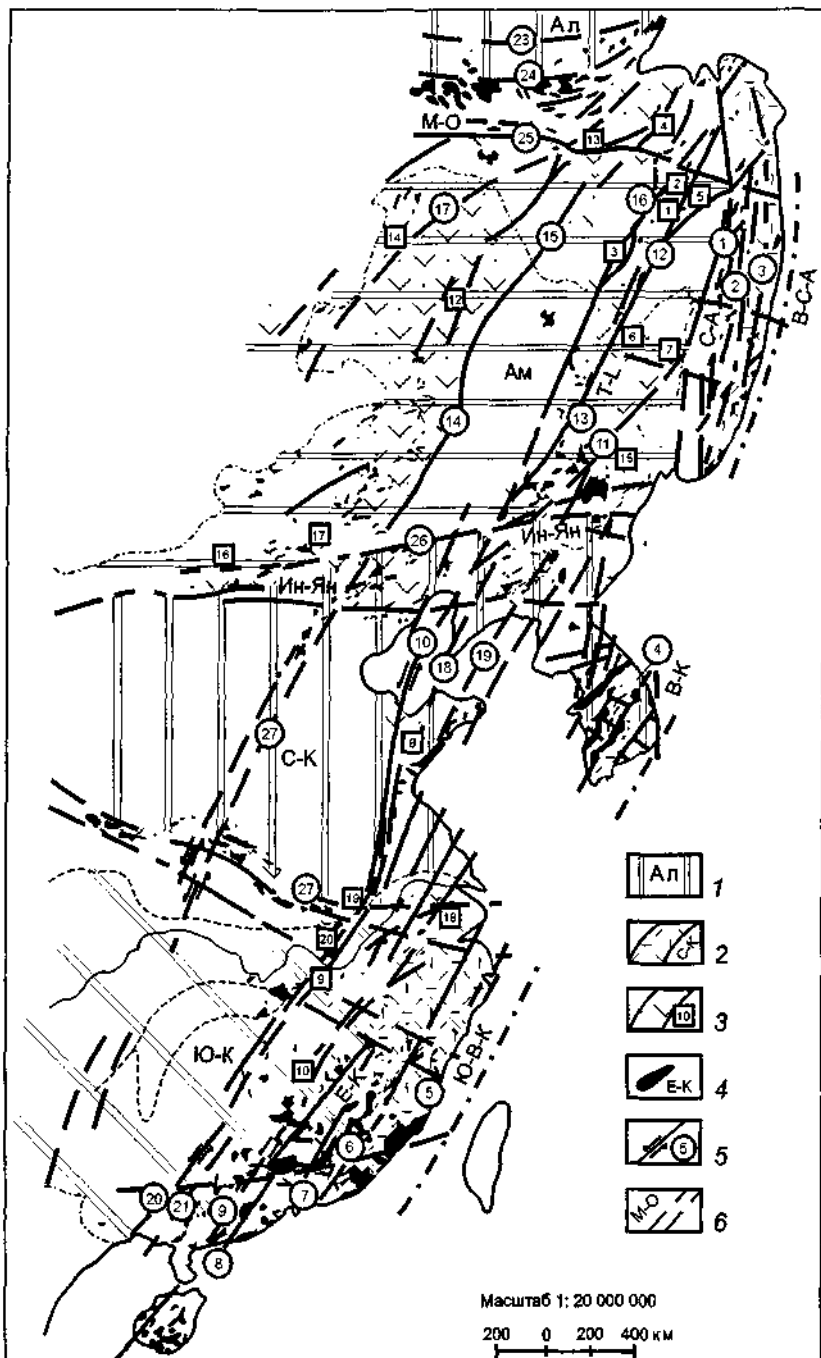
состав калиевого полевого шпата и плагиоклаз с повышенной основностью, в "известковых" разностях – присутствие роговой обманки. В качестве аксессуория широко представлен апатит, который относится к фторапатиту.

По петрохимическому составу породы относятся к глиноземистым типам с высоким содержанием нормативного корунда, с соотношением калия к натрию, варьирующему в широком интервале. Отмечаются высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7130$. С породами серии связано жильное месторождение золота (Чэпан; [So and Shelton, 1987]).

Серия Булгуса развита широко в составе плутонического пояса и восточное во впадине Кэнсан, отличается от предыдущей более лейкократовым составом основной части массивов, но менее железистым составом биотита, присутствием роговой обманки в парагенезисах гранитоидов, калинатровым составом калиевых полевых шпатов присутствием магнетита и апатита (относящегося к хлорапатиту) Последний в большей степени характерен для вулcano-плутонической серии Масан (впадина Кэнсан). Породы отличаются более высоким соотношением изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7170$) и значительно низким – изотопов рубидия и стронция ($\text{Rb}/\text{Sr} = 0,4700$). Возраст пород серии Булгуса K-Ar и Rb-Sr методом определен как поздний неоком-барремский ($125,8 \pm 1,8$ млн лет). С магматическими породами этой серии связаны золото-серебряные месторождения Юго-Восточной Кореи. Породы ее, как отмечалось выше, размещаются в тех же структурах, что и юрские, и слагают полихронные массивы, примером которых может быть массив Чсонанского рудного района, где размещены известные месторождения Чсонво, Дэхзун и др.

В целом намечается омоложение магматизма в юго-восточном направлении и смещение его активности во времени. Разломные зоны (в пределах которых размещены более поздние фазы магматизма) сдвигового характера соединяются на юге с зонами Юго-Восточного Китая и Центральной Сихотэ-Алинской на севере, контролируют главным образом магматические образования окраинных поясов. Тем не менее, образования плутонического пояса формируются в пределах приподнятых блоков, ограниченных этими разломными зонами. В связи с этим намечается большая зональность – менее четкая для плутонического пояса и более определенная для вулканического. Отражением магматической зональности является металлогеническая (см. рис 9) [Tsusue, 1984; Радкевич, 1977; Sillitoe, 1980; и др.].

Таким образом, можно полагать, что плутонический магматизм развивался длительно (45 млн лет) и был полихронным. Если учесть, что в пределах этих массивов проявился и позднемеловой-палеогеновый гранитоидный магматизм, то следует считать, что тектономагматическая активизация, неоднократно повторяющаяся, была сопряжена с теми же глубинными структурами на протяжении более 100 млн лет.



Большая часть батолитовых массивов серии Дазбо относится к складчатым образованиям (биотитовые, двуслюдяные, высокоглиноземистые граниты, гранодиориты) и может быть классифицирована как ильменитовая серия [Ishihara, 1980]. Но более поздние известковистые гранитоиды, а также лейкограниты и миароловые граниты серии Булгуса являются секущими. Среди них характерны породы, которые могут быть отнесены к магнетитовой серии. Наиболее широко эти породы развиты восточнее (вулcano-плутонические гранитоиды серии Масан) [Tsusue, 1984] (табл. 16).

2.3.2 ЮЖНО-КОРЕЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Восточнее плутонического пояса Южной Кореи в более позднюю эпоху сформировался окраинно-континентальный вулканический пояс как структура растяжения Кенсанский бассейн или Южно-Корейский вулканический пояс сложен комплексами пород (средний-поздний мел), в пределах которых известны осадочно-вулканогенные, вулканогенные и вулканогенно-плутонические образования. Среди них известны эффузивные и пирокластические породы среднеосновного состава, экструзивно-интрузивные комплексы, прорывающие эти толщи. Могут быть выделены несколько

Рис. 8 Схема размещения вулканических и плутонических поясов Юго-Восточной Азии [Ishihara, 1985, Xu et al., 1987, и др. с дополнениями авторов]

1 – геоблоки Ал – Алданский, С-К – Амурский (Северо-Восточно-Китайско-Бурейский) ЦК – Центрально-Китайский (Северо-Китайская платформа), Ю-В-К – Южно-Китайский (параплатформа Янцзы) 2–4 – континентальные пояса магматизма 2 – окраинно-континентальные вулканические пояса (В-К – Восточно-Китайский и др. см. и рис. 18), 3 – внутриконтинентальные вулканические пояса Т-Л – зоны и пояса разломной системы Таньлу (транзитные внутриконтинентальные пояса) зоны Восточной окраины Бурейского массива – Баджальская (1), Ям-Алинская и Эзопская (2), Тырминская, Гуджальская, Олоно (3), Селитканская (4), Мяочайская (5), среднеамурские зоны – Хэганская (6), Цзямусы и др. (7), Западно- и Восточно-Шаньдунская (8), зоны Южно-Китайского блока (9–11), зона восточной части Большого Хингана (12) Пограничные пояса и зоны М-0 – Монголо-Охотского структурного шва – Огоданско-Умлеканский пояс (Верхнеселемдинская, Октябрьская и др.) (13), Западно-Большехинганский (14), Ин-Ян – Иньшань – Яньшанскою структурного шва – Гирин-Ляодунская группа впадин (15), Сухонту (16), Яньшанская и др. (17), Цл – вулканические зоны Циньлинского структурного шва – Тайху (18), Хожаньская (19), Даз (20), 4 – гранитоиды плутонических поясов (С-А – Сичотэ-Алинский, ВКит – Восточно-Китайский, Ю-В-К – Юго-Восточно-Китайский), 5 – основные глубинные разломы, структурные швы и направленные горизонтального движения по ним. Разломы окраинно-континентальных поясов Центрально-Сичотэ-Алинский (1) Восточный (2), Прибрежный (3) Чжэньский (4) Чэнцэ-Наньбао (5), Лишуй-Хайфэнский (6), Шаоу-Хэюаньский (7), Сыньфэн-Эпинский (8), Сыхой-Учваньский (9) Разломы внутриконтинентальных поясов и зон Таньлу (10), Дуньгуа (11), Куахский (12), Илаш-Итунский (13), Цзэцзиньский (14), Западно-Туранский (15), Тастакский (16), Дазрбуганский (17) Чжэнь-Чжэньский (18), Юлцзян-Циндао (19), Линьшань-Дунсинский (20), Бэйлю-Хепу (21) Тайдунский (22), 6 – разломы широтных структурных швов Монголо-Охотского – Становой (23), Гиллой-Майский (24), Южно-Тукурингский (25), Иньшань-Яньшаньского-Чжанцзякоу-Бэйняоский (26), Циньлинского Фэйчжунский (27)

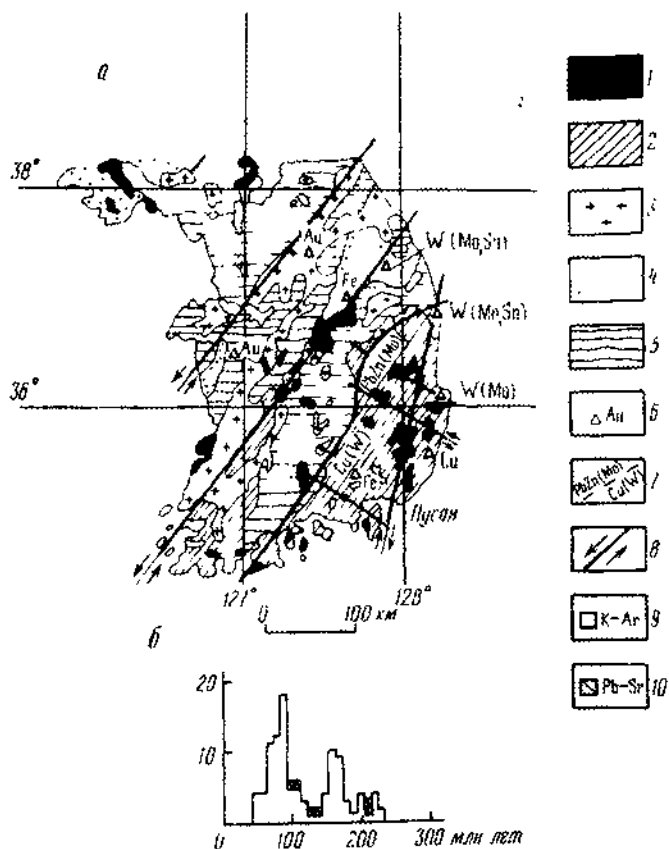


Рис. 9. Схема размещения позднемезозойских гранитоидов и вулканитов (а) в структурах Южной Кореи и гистограмма их абсолютного возраста (б) [Tsusue et al., 1984; So and Shelton, 1987, и др.].

1 – среднемиоценовые–палеогеновые гранитоиды, 2 – среднемиоценовые осадочные и вулканогенные образования (прогиб Кэсан и др.) Южно-Корейского окраинного вулканического пояса; 3 – позднеюрские–раннемиоценовые гранитоиды плутонического пояса Южной Кореи; 4 – осадочные и осадочно-вулканогенные образования (кембрий–юра: трог Очхон и др.); 5 – породы древних (докембрийских) массивов; 6 – рудопоявления и месторождения; 7 – граница предположительного преобладания металлогенических зон; 8 – основные разломы и направления горизонтальных перемещений по ним; 9, 10 – абсолютный возраст гранитоидов Южной Кореи по данным K–Ar (9) и Pb–Sr (10) методов

этапов формирования эффузивно-интрузивных образований, верхняя часть которых сопоставляется с комплексом кислых пород Сихотэ-Алиня, а нижняя – с подобными образованиями Прибрежного вулканического пояса Китая. Вулканогенные образования были рассмотрены ранее [Вулканические..., 1984].

Таблица 15

Химический (в вес.%) и микроэлементный (в г/т) составы
в породах плутоидического комплекса Южной Кореи [Tsusue et al., и др.]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59,32	62,27	67,98	72,60	73,74	66,26	75,89	6,33
TiO ₂	0,83	0,61	0,49	0,26	0,07	0,70	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	14,73	17,35	17,18	13,81	15,40	16,38	13,17	12,45
Fe ₂ O ₃	1,85	2,50	1,87	0,53	0,40	1,23	0,73	0,36
FeO	3,72	2,60	2,62	1,33	0,55	2,41	0,65	0,32
MnO	0,04	0,08	0,08	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03
MgO	3,51	1,92	1,50	0,53	0,20	1,52	0,09	0,00
CaO	4,67	4,37	4,93	2,04	0,79	3,74	0,98	0,37
Na ₂ O	2,91	4,01	3,80	3,70	3,91	3,82	3,72	4,05
K ₂ O	4,13	2,96	2,63	2,82	4,33	2,53	4,20	4,78
P ₂ O ₅	0,52	0,22	0,22	0,08	-	0,79	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	1,52	0,84	0,95	0,61	-	0,54	0,38	0,31
H ₂ O ⁺	2,01	-	-	1,20	-	-	-	-
Сумма	99,84	99,73	100,11	99,53	-	99,34	99,98	99,05
Ba	1800	990	760	800	-	1900	200	100
Cs	3,2	2,0	1,2	3,8	-	2,2	3,2	10,1
Rb	139	144	98	164	-	130	220	384
Sr	930	380	320	230	-	310	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	-	0,7100	-	0,7180	0,7130	0,7160	-	0,7170
Возраст, млдлет	146	-	190	163	170,3	85	-	125±1,8

Примечание. Габброиды серии Дазбо: 1,2 – монцодиорит, 3 – гранодиорит, 4 – биотитовый (известковый) гранит, 5 – двуслюдяной гранит, серия Булгуса, массив Волосан; 6 – гранодиорит, 7 – биотитовый гранит, 8 – лейкогранит.

Вулкано-интрузивные комплексы пояса, с которыми связаны основные рудные месторождения Южной Кореи, интенсивно изучались в последние годы [Tsusue et al., 1986; So and Shelton, 1987]. Это образования центрального типа, сопряженные с северо-восточными глубинными разломами, а также трещинные тела вдоль раздвигово-вых зон северо-западного направления, где они слагают цепочки массивов. Среди них могут быть выделены магматические комплексы различного состава и генезиса (см. рис. 9).

На основании геологических, петрохимических и текстурных данных среди вулкано-плутоидических серий Южно-Корейского пояса можно выделить комплекс Циндун, серии Булгуса и Масан.

К комплексу Циндун относится дифференцированный ряд гранитоидов от пироксенсодержащих роговообманково-биотитовых кварцевых дио-

Химический состав и распределение микроэлементов в вулканогенных комплексах
Южного-Корейского вулканического пояса (впадина Кесан) [Tsusue, 1986; Tsusue et al., 1986; и др.]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	56,90	60,66	61,36	65,30	67,56	72,37	73,95	75,02	71,00	77,97	68,52	77,02	79,02	77,20	77,45
TiO ₂	1,12	0,77	0,59	0,47	0,38	0,23	0,14	0,18	0,27	0,03	0,37	0,15	0,12	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	16,24	16,57	16,97	16,21	14,25	13,26	13,44	13,34	15,35	11,85	12,17	13,57	13,07	12,13	12,22
Fe ₂ O ₃	2,79	2,73	2,60	1,80	1,38	1,04	0,85	0,91	1,07	0,67	1,83	1,28	0,60	0,48	1,09
FeO	5,68	4,28	3,63	2,87	1,94	0,72	0,75	0,40	1,40	0,07	0,43	0,29	0,29	0,36	4,03
MnO	0,20	0,14	0,13	0,12	0,08	0,00	0,01	0,06	0,07	0,00	0,12	0,09	0,01	0,02	0,03
MgO	2,76	3,02	2,14	1,70	0,92	0,54	0,09	0,24	0,64	0,00	0,24	0,04	0,05	0,03	0,00
CaO	7,59	6,16	5,33	4,53	3,38	1,42	0,84	0,38	2,98	0,52	0,77	0,26	0,71	0,25	0,23
Na ₂ O	3,33	3,96	4,14	4,17	4,07	3,17	4,48	4,96	4,51	4,30	4,26	5,20	3,10	3,81	4,06
K ₂ O	2,31	1,97	2,06	2,54	3,02	4,58	3,79	4,59	3,10	4,50	3,66	4,07	4,55	4,39	4,21
P ₂ O ₅	1,03	0,19	0,14	0,08	0,10	0,05	0,00	0,06	0,12	0,03	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	0,19	0,25	1,14	0,33	1,05	0,65	0,25	0,37	0,56	0,30	0,55	0,27	0,34	0,36	0,52
H ₂ O	0,17	0,17	0,20	0,18	0,18	0,29	0,09	0,16	0,19	0,23	0,31	0,20	0,28	0,22	0,14
Сумма	100,31	100,87	100,4	100,3	98,31	98,32	98,68	101,31	101,26	100,47	93,32	102,49	102,84	99,33	100,46
Ba	410	340	180	390	690	750	500	610	520	340	650	700	870	450	80
Cs	2,4	3,9	1,9	2,4	2,6	4,1	3,3	2,6	3,0	1,2	2,0	1,7	1,3	2,1	3,0
Rb	76	63	61	92	98	174	121	135	97	130	93	104	135	158	240
Sr	310	320	340	300	170	190	100	140	270	80	150	-	120	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	-	-	-	-	-	-	0,706	-	0,7060	-	-	-	0,7040	-	-
Возраст, млн лет	-	-	-	-	-	-	118-125	-	118-125	-	-	-	70	-	-

Примечание. Циндунский комплекс 1 – пироксен-роговообманковый кварцевый диорит, 2-3 – роговообманковый кварцевый диорит, 4 – гранодиорит, гранитоиды, серия Буллуса 5 – гранодиорит, 6-9 – биотитовые монограниты, 10 – лейкократовый гранит, серия Масан 11 – 14 – мигматитовые лейкограниты, щелочные граниты, 15 – намсанский лейкогранит

ритов к биотит-роговообманковым гранодиоритам. Среди аксессуарных минералов распространены магнетит, ильменит, апатит. Этот комплекс развит в южной части Кёнсанского бассейна.

Гранитоиды серии Булгуса представлены порфирированными типами, массивы которых в отличие от плутонического пояса сопряжены здесь с вулканическими центрами. Основная часть пород относится к биотитовым монцогранитам. По минеральным ассоциациям выделяются плагиоклаз-микрпертит-кварц-биотитовые разновидности с аксессуарными минералами — магнетит, ильменит, ортит, сфен и апатит. В отличие от следующей серии среди них очень редки миароловые и граиофиновые разновидности и отсутствует флюорит (табл. 16).

Серия Масан развита также среди вулканитов юго-восточного края бассейна Кёнсан. Это порфирированные породы с фенокристами калишпатов, плагиоклаза, кварца и небольших количеств ребикиита, биотита, магнетита, ортита, апатита и эпидота в основной массе. Эпидот и флюорит встречается в миароловых пустотах. Породы серии Масан близки к миароловым гранитам Восточного Китая, где они представлены цепочкой интрузий, контролируемых разломом Чэнлэ-Наньао. Они также близки к кедровской серии Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, где их положение контролируется разломной тектоникой.

По структурному положению, составу и характеру распределения микроэлементов намечаются различия в генезисе магматических пород серий различных структурных зон. Это касается в первую очередь меловых серий. В окраинном поясе (бассейн Кёнсан) гранитные магмы являются производными нижней коры и верхней мантии и коровых процессов дифференциации. В тропе Очхон (плутонический пояс) роль коровой контаминации при формировании гранитных магм значительна.

Изотония стронция молодых гранитов и древних гнейсов близка (~ 0,7170 и 7200 соответственно). Роль глубинных флюидов и расплавов при формировании рудномагматических систем вулканических структур в Южно-Корейском поясе выявляется не только по составам магматических комплексов, но также по типу рудных ассоциаций. С магматическими комплексами пояса связана рудная свинцово-цинковая (с молибденом) и медно-порфирировая (с вольфрамом) минерализация, располагающаяся зонально относительно структур вулканического пояса [Sillitoe, 1980; и др.]. Порфирировый тип минерализации связан с взрывными кальдерами и трубками, кальдерной стадией развития и сопряжен во времени с развитием очаговых структур (96-40 млн лет) окраинно-континентальных поясов Востока Азии. Перспективы этого типа оруденения оцениваются весьма высоко [Sillitoe, 1980].

2.4. ЮЖНО-КИТАЙСКИЕ ПОЯСА МАГМАТИЗМА

2.4.1 ЮЖНО-КИТАЙСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Гранитоиды Юго-Восточного Китая занимают обширную площадь (около 35%) провинций Цзянси, Гуандун, Западной части Фуцзянь и Чжэцзян. На основании данных изотопии гранитоиды разделяются на следующие возрастные группы: протерозойские (1550-1695 млн лет), верхнепротерозойские (830-990 млн лет), каледонские (350-370 млн лет), герциньские (230-280 млн лет), индосинийские (200-230 млн лет), яньшаньские (70-195 млн лет) и гималайские (40-60 млн лет). Яньшаньские гранитоиды составляют около 90% от площади гранитоидов всех возрастов [The Geology..., 1986]. Они слагают протяженные цепочки батолитоподобных массивов главным образом в пределах поднятия Уи, сложенного древними комплексами паралапформы, перекрытыми осадочными образованиями ранне-среднепалеозойского возраста (рис. 10).

Плутонический пояс имеет сложное строение. В пределах поднятия Уи, ограниченного глубинным Лишуй-Хайфьнским разломом с востока, в южной части он представлен четырьмя цепочками располагающихся параллельно друг друга и состоящих из отдельных вытянутых батолитоподобных массивов, направление которых с запада на восток меняется с субширотного на северо-восточное. Плутоны, слагающие эти цепочки, имеют сложное очертание, но в целом они подчиняются двум направлениям – субширотному и северо-восточному, что соответствует основным направлениям двух систем разломов, определяющих глыбовое строение этого региона. К субширотным относятся с юга на север Цзюшаньский, Тайшань-Янминшаньский, Баймашаньский и другие разломы, наиболее хорошо проявленные в западном регионе (провинции Цзянси, Хунань). Главными разломами северо-восточного простиранья, определяющими структурную локализацию и направление плутонов, являются Лишуй-Хайфьнский, Шаоу-Хэюаньский, Сыньфэнь-Эпинский, Сыхой-Учуаньский, Линшань-Дусинский и др., представляющие на позднем этапе яньшаньских движений сдвиговые зоны.

В южной части этого региона выделяются четыре цепочки батолитов, получивших наименование по отдельным крупным массивам [Wang et al., 1980] с севера на юг: Цзюшань-Чжугуань-шаньский, Хуаньшань-Цзюлиньшаньский, Фокан-Цзыцзинский, Хай-фэн-Хэпу.

Северная часть плутонического пояса (северо-восток провинции Цзянси и запад Фуцзянь) представлена крупными и мелкими плутонами сложных очертаний, которые в целом вытянуты в северо-восточном направлении, а также серией плутонов, образующих линейные цепочки вдоль разломов по окраине поднятия Уи. Батолиты этих цепочек имеют сложное строение и состоят из разновозрастных внедрений.

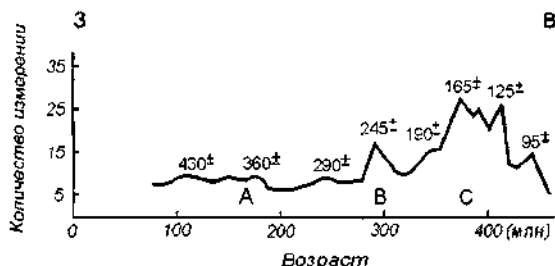
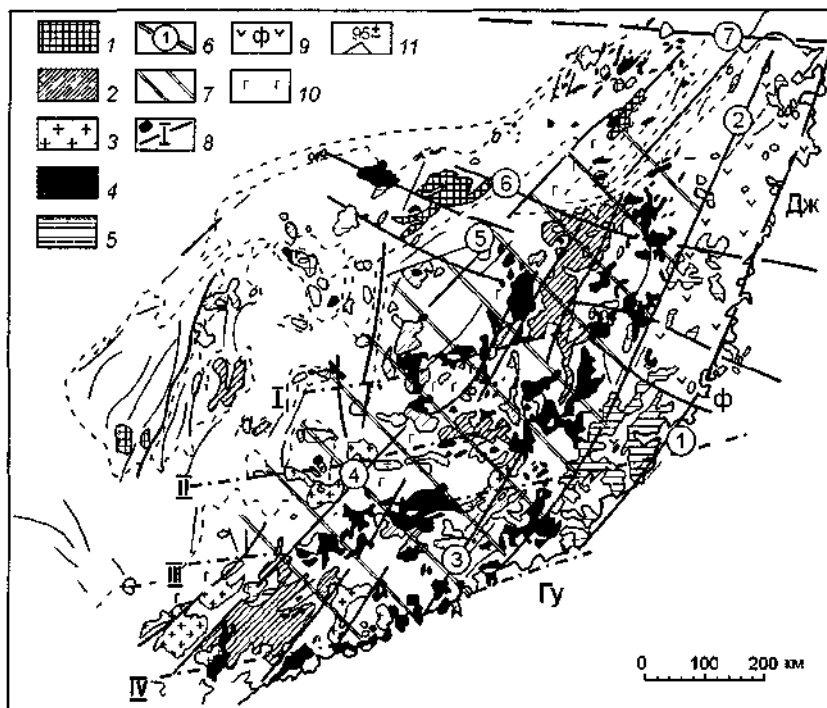


Рис 10 Схема размещения гранитоидов плутоинических и вулканических поясов и основные циклы проявления магматизма Юго-Восточного Китая [Ху et al, 1984, 1987, и др.]

1-5 - гранитоиды плутоинических и вулканических поясов 1 - каледонские, 2 - герцинские, индосинийские, 4 - раннеяньшанские, 5 - позднеяньшанские, 6 - основные разломы и направления горизонтального движения вдоль них 1 - Чэнлэ-Наньао, 2 - Лишуй-Хайфэнский, 3 - Шаюю-Хэюаньский, 4 - Сыхой-Вчуаньский, 5 - Тяньмушань-Байчзишаньский, 6 - разломы южной части системы Цинлин, 7 - Фэйчжунский разлом, 7 - поднятие Уи, 8 - позднемезозойские цепочки Восточно-Китайского плутоинического пояса I - Цзюйшань-Чжугуаньская, II - Хуишань-Цзюлиньшаньская III - Фокан-Цзыцзикая, IV - Хайфэн-Хелу, 9 10 - вулканические пояса Восточного Китая 9 - Фуцзянь-Чжэцзянский окраинно-континентальный и его звенья (Дж - Чжэцзянское, Ф - Фуцзянское, Гу - Гуандунское), 10 - внутриконтинентальные зоны, 11 - кривая циклов магматизма Юго-Восточного Китая (по данным K-Ar и Rb-Sr методов) А, В, С - этапы магматизма

На примере этих массивов наблюдается полихронность, цикличность магматических процессов, наиболее хорошо изученная на примере Чжугуаньшаньского батолита, расположенного на границе провинций Гуандун и Хуань [Wang et al., 1980; и др.]. Этот батолит, площадью около 4000 км², в южной части представлен более чем десятью фазами различных внедрений гранитоидов, с резкими эруптивными контактами. Согласно геологическим данным и определениям абсолютного возраста среди пород батолита выделяются три комплекса: 1) каледонские гнейсированные граниты с возрастом 372 млн лет, слагающие небольшие по площади массивы (не более 20 км²) и отличающиеся от других гранитов наличием ленточных мигматитов и оцелярной мигматизации; 2) герцинские гранитоиды (259 млн лет), представленные значительно большими выходами (до 80 км²), чем предыдущие, и сложенные гранодиоритами и более основными разностями; 3) яньшаньские гранитоиды в составе батолита, представленные многофазными внедрениями, имеющими по площади значительные размеры. Среди них могут быть выделены: 1) биотитовые граниты, адамеллиты, гранодиориты с возрастом 195-165 млн лет и площадью около 500 км²; 2) порфирировидные двуслодные граниты с возрастом 159 млн лет и площадью около 300 км²; 3) биотитовые граниты с возрастом около 153-145 млн лет и площадью около 500 км²; 4) среднезернистые двуслодные граниты с возрастом около 142-131 млн лет и площадью около 170 км²; 5) трещинные интрузии лейкогранитов. Подобные полихронные массивы известны и в других районах, где они представлены крупными батолитами и мелкими массивами (массив Хан в Фуцзяне и др.).

С магматизмом активизации яньшаньского периода связываются оловянные, вольфрамоносные магматогенно-рудные системы. Это широко известные в Юго-Восточном Китае месторождения провинций Цзянси, Гуандун и др. Кроме того, с отдельными фазами этих систем связаны месторождения редкоземельных элементов – ниобия, тантала, беррилия, и других элементов [Wang et al., 1980; Tu et al., 1980; и др.].

Ассоциации плутонических поясов, как отмечают большинство исследователей Китая, близки по параметрам к гранитоидам S-типа [Qi et al. 1986; Ishihara et al. 1980; и др.].

Раннеяньшаньские, в основном большеобъемные, гранитоиды представляют плутонические пояса, о которых отмечалось выше. Позднеяньшаньские гранитоиды развиты восточные, главным образом на границе с вулканическим поясом, где они представлены в виде ряда зон магматогенных поднятий. Но позднеяньшаньские магматические образования входят в состав и плутонических поясов и развиты среди раннеяньшаньских батолитовых поясов.

В последнее время на основе петрогеохимических данных и абсолютных датировок K-Ar, Rb-Sr и U-Pb методов среди яньшаньских гранитоидов выделены три стадии: коровых гранитов (серия Наньлин), коро-

во-мантийных (серия Янцзы) и гранитоиды островодужного типа (Фуцзян-Гуандунская серия) [Хи et al., 1984; Wang et al., 1980; и др.].

Все три серии характеризуются определенными петролого-геохимическими особенностями, геологическими и геодинамическими условиями формирования, отвечающими определенным этапам тектонического развития этого региона. Первые две серии участвуют в строении плутонического пояса, третья является составной частью окраинного (Берегового) вулканического пояса и является по характеру развития вулканоплутонической.

Размещение серий плутонического пояса контролируется структурными элементами: серия Наньлин размещена в пределах поднятия Уи, серия Янцзы приурочена главным образом к глубинным разломам, обрамляющим поднятие Уи. Среди серий гранитоидов выделяются следующие комплексы: гранодиоритов, адамеллитов и монцогранитов; биотитовых гранитов; двуслюдяных и мусковитовых гранитов; миароловых и альбиткалишпатовых лейкогранитов. Среди пород серии Наньлин наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты (85% от всего объема), значительно меньшим – породы гранодиоритового комплекса (~5%) и адамеллит-монцогранитового (~7%). Двуслюдяные граниты (~1%) и миароловые граниты и лейкограниты (~2%) распространены весьма ограниченно.

Породы серии Янцзы представлены либо крупными многофазными батолитами (биотитовые граниты), либо отдельными массивами. Лейкограниты и миароловые граниты представлены секущими, часто трещинными телами более позднего этапа внедрения (Сяонаньшаньский, Сишаньский и другие массивы провинции Гуандун; Сяндун, Сяннань провинции Хунань и др.).

Петрографический и химический составы комплексов (табл. 17, 18) показывает, что серия Наньлин отличается высокой глиноземистостью, низкой степенью окисленности, эволюционирующей к более окисленным в заключительных фазах, а также более щелочным и натровым типам. Характерно наличие граната, кордиерита, андалузита, а также таких минералов, как монацит, касптерит, ильмено-рутил, флюорит, берилл, самарскит и др.

Сопоставление с серией Янцзы позволяет сделать следующие выводы. Формирование магматических комплексов проходило при различных условиях и эволюции магматического и рудного процессов. Главным является то, что формирование гранитоидов Наньлинской серии связано с коровым плавлением при малом участии глубинных расплавов и флюидов (фтора, водорода), о чем свидетельствует низкая фугитивность кислорода ($E_u < 0,4$), состав магм отличается высокой кремнекислотностью и глиноземистостью, эволюционирующих с развитием двух натрового и калиевого рядов. Надо отметить, что комплекс пород заключительных фаз магматизма (поздняяньшаньского магматизма) весьма неоднороден для плутонического пояса и "оторван" во времени значительным интервалом от основной фазы магматизма более чем в 30–40 млн лет и более: лейкограниты Янчуньского

Таблица 17

Средний химический состав серий Восточно-Китайского мезокайнозойского пояса [Geology, 1986; Chang, 1984]

Серии	Порода	n	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.лп	Сумма
Наньлин	Гранодиорит	8	66,42	0,40	15,61	3,41	3,38	0,13	2,02	3,04	3,05	4,19	0,25	-	99,90
	Моногранит	15	74,00	0,14	13,63	0,70	1,56	0,07	0,50	0,70	3,46	4,88	0,08	-	99,72
	Биотитовый гранит	444	73,12	0,25	13,43	0,84	1,88	0,07	0,52	1,22	3,08	4,87	0,11	0,61	100,00
	Двухлодной гранит	12	74,19	0,14	13,77	1,01	1,16	0,06	0,47	0,52	3,35	4,62	0,83	0,57	100,00
	Альбит-кальциевый гранит	9	74,14	0,04	14,98	0,55	0,61	0,10	0,16	0,37	5,10	3,87	0,08	-	100,00
Янцзы	Лейкогранитовый (мироловый) гранит	49	76,80	0,14	12,12	0,88	0,72	0,06	0,16	0,36	4,12	4,46	0,01	0,17	100,00
	Кварцовый диорит	9	65,05	0,74	17,54	3,56	2,32	0,09	1,96	3,15	2,51	2,80	0,20	-	99,92
	Гранодиорит	2	65,61	0,61	15,56	2,61	2,43	0,07	2,12	4,18	3,33	3,61	0,24	-	100,37
	Моногранодиорит-порфир	15	67,42	0,39	15,97	1,94	2,32	0,08	1,61	2,85	3,05	4,01	0,35	-	99,99
	Гранит-порфир	7	71,29	0,32	14,22	2,22	1,25	0,03	0,98	2,02	2,27	5,24	0,16	-	100,40

бассейна – массивы Сюаньшань, Сишань, Иньбулин с абсолютным возрастом $\sim 82 \pm 0.5$ млн лет и гранодиориты чанвэйского комплекса: массивы Чилу, Убейлин и др. с возрастом 122 ± 12 млн лет; лейкограниты (~ 100 млн лет) третьей фазы Дэнцзюаньского массива с ранней фазой биотитовых (184.5 ± 17 млн лет) и двухлоднанных гранитов (171.9 ± 10.3 млн лет), близкие по времени формирования гранитоидам Берегового пояса (массивы Кайци, Паньтянь и др.). Происхождение подобных массивов, с которыми связаны месторождения W, Sn, Nb, Be, видимо, полигенное. В одном случае они являются дифференциатами гранитных магм с повышением щелочности, в других – связаны с плавлением субстрата и более ранних гранитных плутонов, в которых они находятся, при активном влиянии флюидов. Наиболее убедительны в этом отношении данные по распределению РЗЭ [Shen and Liu, 1987; Xu et al. 1984; и др.].

Весьма показательны концентрации микроэлементов в гранитоидах серий Наньлин и Янцзы. Анализ данных прежде всего показывает, что имеется определенная тенденция: от древних к молодым комплексам падает концентрация элементов фермафической группы, а также

Sr, Ba и т.д., в то время как содержание литофильной группы, а также элементов, составляющих рудный профиль, повышается. При этом в двух разных сериях эта тенденция имеет свои особенности. Кроме того, может быть намечена определенная эволюция рудных и других элементов в рудосодержащих и безрудных магматических комплексах, что безусловно имеет важное практическое значение. В связи с этим определенное значение имеет наряду с генезисом рудных и безрудных комплексов изучение первичной концентрации малых элементов в породах фундамента или окружающих породах, интродуцированных этими магматическими образованиями. Это может быть важным фактором контроля содержания редких элементов в гранитоидах и связанных с ними рудных месторождениях.

На основе данных по гранитоидам различных возрастных групп (докембрийских, ранне- и позднекаледонских, герцинских и яньшаньских) можно сделать следующие обобщения. От древних комплексов к молодым прогрессивно уменьшается концентрация, г/т: Co (с 105 до 75) Ni (с 20 до 5), Cr (с 60 до 5), V (с 65 до 10), Sr (с 170 до 15), Ba (с 800 до 100-200), Cu (с 40 до 20-10). Примерно на одном уровне остается концентрация Zn и Zr. В то же время растет содержание таких элементов, как Au (с 2 до 6 мг/т), Nb (с 15 до 40), Ta (с 10 до 17 мг/т).

Сложная тенденция отмечается для элементов, составляющих основной рудный профиль плутонического пояса (W, Sn, Be, Mo). Их концентрация растет от древних гранитоидов к молодым, но максимальное содержание достигает в раннеяньшаньских гранитоидах, наиболее широко развитых в плутоническом поясе, с которым связаны основные промышленные концентрации. Это так называемые "гранитофильные" элементы [Маракушев, 1979]. Что касается характера распределения элементов в двух различных генетических сериях (Наньлин и Янцзы), то здесь наблюдается тенденция, которая связана прежде всего с их основными генетическими особенностями, которые определяются глубиной формирования, т.е. степенью влияния глубинного расплава, флюидным режимом и фугитивностью кислорода, температурой и процессами дифференциации на различных глубинах и т.д.

Для гранитоидов серии Наньлин свойственна высокая концентрация W, Sn, Bi, Be, Nb, Ta, Rb, для пород серии Янцзы – Au, Co, Cr, V, Cu, Sr, Ba, Zr.

Помимо этого, выявляется определенный характер корреляций элементов рудного профиля, свойственных для серий гранитоидов, являющихся потенциально рудоносными или безрудными на примере известных массивов плутонического пояса. Установлено, что рудонесущие комплексы и массивы по сравнению с безрудными содержат рудных компонентов и летучих на порядок выше, отличаются высоким коэффициентом вариации (в 2-3 раза выше), коэффициентом концентрации (в 5-10 раз), низким отношением K/Rb и Rb/Cs (в 3 раза).

Таблица 18

Основные особенности магматических серий плутоонического пояса Юго-Восточного Китая [Geology..., 1986; The Geology..., 1984 Xu et al., 1984; Zhang, 1984; и др.]

Характеристики	Найлин, граниты S-типа	Янцзы, граниты J-типа
Позиция, разломы	Соскладчатые в приподнятых блоках "зрелой" коры, ограниченных разломами	Около глубинных разломов в блоках континентальной коры
Размеры, стадии	Батолиты, крупные штоки ранней стадии (раннеяньшанские движения), небольшие потоки, трещинные интрузии поздней стадии (позднеяньшанские движения), не ассоциирующие с вулканитами	Крупные штоки в ранней стадии. Мелкие штоки, трубки, дайки сложных строений в позднюю стадию. Отсутствует связь с батолитами. Может быть связь с вулканитами
Ассоциация мн эволюционные ряды	Гранодиориты – монцограниты – граниты – альбит-полевошпатовые граниты или перматиты – гранит-порфиры (мнароловые граниты)	Диориты, кварцевые диориты – гранитоиды, грано-диорит-порфиры – монцограниты, монцогранит-порфиры, гранит-порфиры
Основной тип пород	Биотитовые монцограниты или биотитовые граниты (90%)	Гранодиориты или гранодиорит-порфиры (90%)
Ассоциации породобразующих аксессуарных минералов	Q – Hb – Bi – Mu – Pl – Mt – Ilm – Sph – Ap – Alm – Zr – Moz – Cor – Kst – Fl – Tu	Pl – Q – Hb – Bi – Mt – Ilm – Ap – Sph – Tu – Zr – Ort
Сумма аксессуарив. г/т	1500–2000	9000
Соотношение Ilm/Mg	1/3 (ранний этап) – 1/16 (поздний этап)	1/150 – 1/250
Соотношения в апатите F/Cl в цирконе Zr/Hf в граните F/Cl	3,4 5–63 28–75	0,15 38–40 0,7–2,3
Петрохимические особенности		
Al глиноземистость	Пересыщенные	Нормальные, редко глиноземистые граниты
Na ₂ O/K ₂ O	0,4–1,27	0,8–1,25
K/Rb	138–32	240
Rb/Sr	6–40	0,50
F/Cl	40	0,04
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	>0,7112–0,7300	0,7050–0,7100
¹⁸ O	-10–12‰	<8–10‰
РЗЭ	ΣНРЗЭ > ΣLPЗЭ δEu < 0,4	ΣLPЗЭ > ΣНРЗЭ δEu ≈ 0,8–1,1
T, °C	600–680	980–1140
Рудная минерализация по комплексам	PMЭ – Nb, Na (Li, Rb, Cs), Be, Sn, W, Mo, Bi, As-Cu, Zn, Pb-Sb, Hg, U	Fe – Cu (Au) – Mo (W) – Zn, Pb – Pb (Ag)

Изучение содержания РЗЭ и изотопии гранитоидов Наньлинской серии выявило целый ряд особенностей. Первое – это высокое отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7100-0.7280$). Второе – высокий уровень содержания редкоземельных элементов, которое повышается от древних к более молодым комплексам магматических образований (от 163 до 224 г/т), и снижение Eu и суммы отношения Ce/Y [Shen and Liu, 1987].

На диаграмме, нормированной к хондриту, характерен V-образный профиль кривой, выражающий глубокую отрицательную европиевую аномалию и низкое соотношение двух- и трехвалентного европия, что указывает, помимо петрологических данных, на весьма низкую фугитивность кислорода при формировании пород этого комплекса.

Формирование Восточно-Китайского плутонического пояса было длительным и связано с различными этапами тектонических движений: поздними фазами позднеиндосинийских, ранне- и позднеяньшаньских, т.е. в промежутке времени от 180-190 млн лет до 120-80 млн лет. Но основная масса плутонов, представленная биотитовыми гранитами, монцогранитами, глиноземистыми гранитами, сформировалась в раннеяньшаньский период складчатости в структурах послекаледонских блоковых поднятий параплатформы Янцзы. Вдоль глубинных разломов по границе с древними поднятиями развиты массивы серии Янцзы. На основании данных абсолютного возраста пород серий Наньлин и Янцзы (K-Ar, Rb-Sr и U-Pb) можно сделать вывод, что серии близки по времени формирования. Однако геологические данные указывают, что большая часть серии Янцзы формировалась после главной батолитовой фазы серии Наньлин, максимум проявлений серии Янцзы падает на 170-130 млн лет.

Происхождение пород серии Наньлин связывается с коровым плавлением с участием высокого содержания фтора при минимальном влиянии глубинных расплавов.

Магматические процессы были многостадийными, растянутыми по времени на 40-70 млн лет (массив Дэнбусянь [Zhang, 1984]; Тайпин-Хуашаньский [Sun et al. 1984; и др.]).

Породы серии Янцзы по условиям происхождения могут быть отнесены к мантийно-коровым, в которых мантийный расплав имел существенное влияние. Процесс был также многостадийным и развивался в условиях более высокой проницаемости коры, с неоднократным внедрением глубинных расплавов основного и среднего состава, коровым плавлением, процессами смещения магмы в промежуточных очагах, проявлением высокой дифференцированности и неглубоким становлением интрузий, наличием эксплозивных трубок, связанных с аликальными частями нескрытых массивов. Породы этой серии эволюционируют от натровых к калиевым и лейко-кратовым типам (гранофиры, лейкограниты и монцогранит-порфиры), которые по особенностям петрохимического состава близки к лейкократовым фазам серии Наньлин, а в некоторых случаях могут быть отнесены к

переходным разностям (янчулинский комплекс), но по характеру распределения РЗЭ и изотопии отличаются от лейкократовых пород серии Наньлин. Рудная минерализация, связанная с этим комплексом, относится к порфировому типу (W. Mo) [Shen and Liu, 1987]. Совмещение пород серий в определенной геологической ситуации трансформирует рудные ассоциации, свойственные каждой серии, и появляются рудные формации специфического типа: вольфрам-олово-полиметаллические (провинция Сишань), вольфрам-молибденовые (Янчулин), медно-вольфрам-молибденовые (провинция Ляонин) и т.д.

2.4.2 ЮЖНО-КИТАЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс протягивается более чем на 1900 км вдоль юго-восточного побережья Китая от устья Янцзы до южной границы с Вьетнамом, имея ширину до 200-500 км (рис. 10). Фундаментом пояса являются структуры параплатформы Янцзы и древние комплексы каледонской и герцинской складчатости. Размещение магматических образований вулканического пояса контролируется глубинными разломами северо-восточного направления: Чэнлэ-Наньбао (Береговой), Лишуй-Хайфэнский и Шаоу-Хэюаньский, которые разделяют пояс на восточную, центральную и западную латеральные подзоны. Кроме того, пояс делится на Чжэцзянское (северное), Фуцзянское и Гуандунское звенья, отличающиеся характером и активностью магматических процессов, соотношением вулканических и вулкано-плутонических комплексов в составе звеньев. Поперечное деление проходит по линии разломов субширотного (широтного и северо-западного) направления и систем разломов, большая часть которых наследует древние индосинийские и более ранние структурные швы. Так, на севере эта система разломов северо-западного направления, разделяющая Чжэцзянское звено от Фуцзянского, связана с Цинлинской сутуриной зоной сочленения Южно-Китайского континентального блока (параплатформа Янцзы) с Центральнокитайским блоком (Северо-Китайская платформа). Фуцзянское звено отделено от Гуандунского широтной Наньлинской тектонической системой древнего заложения (индосинийского), определяющей направление простирания складчатых комплексов фундамента, изгиб плутонического пояса, северо-восточных разломов и т.д. [Основы..., 1962; The Geology..., 1986; и др.].

Главными особенностями звеньев являются следующие: в Чжэцзянском звене широко развиты эффузивно-пирокластические образования, вулкано-плутонические – известны крайне редко, главным образом в составе очаговых структур; в Фуцзянском звене широко проявлены эффузивно-пирокластические и вулкано-плутонические; в Гуандунском главным образом вулкано-плутонические, эффузивно-пирокластические развиты в основном в приразломных депрессиях.

Глубинное строение коры определяет и характер структурной зональности пояса. В разных подзонах проходит ступенчатое изменение мощности коры: сокращение гранитного слоя и коры в восточной части и его увеличение в западной с 34 до 42 км. Блоковый характер глубинной структуры коры подчеркивается изменением коры в пределах широтных разломов, подъемом поверхности Мохо, сочетанием гравитационных минимумов и максимумов. Зоны разломов являются активными и в настоящее время [The Geology..., 1986; и др.].

Намечается определенная пространственно-временная закономерность в развитии и эволюции магматизма (вулcano-плутонических и эффузивно-пирокластических комплексов) в пределах пояса: 1) начальный этап – формирование среднеосновных комплексов вдоль разломов, в приразломных депрессиях, главным образом в западной полосе пояса (разлом Сухой-Учуаньский); 2) этап извержения большеобъемной пирокластической пирокластических потоков и игнимбритов больших объемов, главным образом в восточной подзоне, восточное Лишуй-Хайфэнского разлома; 3) этап развития очагового вулканизма, формирование кальдер кислого-среднекислого и основного состава. Завершается этап образованием вулcano-плутонических комплексов, наиболее широко развитых в Гуандунском и Фуцзяньском звеньях пояса. Формируются вдоль разломов цепочки интрузивных массивов: береговая – вдоль разломов Чэнлэ-Наньао и центральная – вдоль Лишуй-Хайфэнского, а также интрузивные массивы вдоль поднятия Уи; 4) этап развития бимодального вулканизма – кальдерные и кольцевые комплексы, экструзии и массивы миароловых и грано-фириновых гранитов, связанных с самыми поздними яньшаньскими и гималайскими движениями. Приурочены к разломным зонам, разделяющим блоки.

Таким образом, основная полоса кислых вулкаников, составляющих 90% объема пород пояса, развита главным образом в восточной подзоне, где они слагают мощную толщу, в основании которой отмечаются средние и основные покровы, налегающие на угленосные образования и вулканогенные конгломераты предположительно ранней и средней коры. Верхняя часть пирокластических образований представлена свитой момишань (Восточный Чжэцзян, Восточный Цзянси) и доулинанской серией (Фуцзянь). В западном Чжэцзяне нижняя часть пирокластической толщи представлена андезитами и андезитобазальтами.

Полоса пирокластических пород и игнимбритов кислого состава занимает прибрежную часть, расширяясь в Чжэцзянском звене, сужаясь в Фуцзяньском и Гуандунском, где они занимают положение между береговым поясом батолитоподобных гранитоидных интрузий и западной частью пояса, представленной более поздними образованиями очагового вулканизма или массивами гранитоидов плутонического пояса (Гуандун). Максимальные мощности пирокластических покровов различными исследова-

телями оцениваются в широких пределах 3500-9000м [Сюй Чжиган, 1985; Геологический атлас Китая, 1982 г.] .

Можно выделить 3-5 крупных циклов извержений, представленных главным образом кислыми туфами, переслаивающимися с осадочно-вулканогенными породами, а также лавами основного состава (серия мо-мишань). В северо-западной части зоны Чжэцзян нижняя часть комплекса (серия Ляоцун), сложенная туфоконгломератами, переслаивающимися с туфами преимущественно кислого состава, к северо-востоку и юго-западу фациально замещается серией хуанцзянь, с переслаиванием кислых и средних лав. В Фуцзянской зоне мощность пирокластических образований резко сокращается и только вдоль разломов отмечается увеличение мощностей за счет многократных извержений кислых и умеренно кислых пирокластических потоков. В Гуандунском звене пояса вулканогенные образования развиты весьма ограниченно, в приразломных межгорных впадинах и прогибах. Они представлены переслаиванием кислых и среднесосновых пород, особенно в нижней и средней частях разреза. Средним типом пород являются дациты и липариты, главным образом в виде пирокластических фаций и игнимбритовых покровов, которые протягиваются в виде полос до 100 км шириной. К западу эти покровы встречаются в изолированных депрессиях, а их мощность и эксплозивность уменьшаются.

Стадия развития очагового магматизма проявилась широко. Космические снимки, сделанные со спутников "Ландсат", позволили оценить масштабность очагового вулканизма и наметить общий структурный контроль размещения их центров. Они представлены ранне-позднемиловыми комплексами вулканитов и пирокластов средне-основного и кислого состава и приурочены к поперечным разломам северо-западного простирания, в пределах которых располагаются линейно и тяготеют к западному борту пояса. Наиболее типичной очаговой структурой является Пиньян и другие, детально рассмотренные в ряде работ [Kouda and Ni, 1985; Report... 1985; и др.]. Это сложно построенные кальдеры с центральным интрузивно-купольным ядром субвулканических баньшаньских кварцевых монзонитов и кальдерным комплексом вулканических пород, представленных чжаочуанским и комплексом гуанто с возрастом 105-85 млн лет, т.е. соответствующим позднему альбу-сантону, что не отвечает возрастным интервалам формирования вулканогенного комплекса других регионов пояса [Qi et al., 1986].

По петрографическому составу магматические образования этого этапа могут быть отнесены к магнетитовой серии по классификации Исихара [Ishihara et al., 1980]. Для кислых и основных пород характерны минеральные ассоциации с магнетитом, гематитом и наличие водосодержащих минералов — роговой обманки, биотита. Интрузивные образования вулканоплутонических комплексов, широко развитые при формировании и развитии очаговых структур, слагают весьма пестрый спектр интрузий, различных

фаций глубинности (субвулканические, экструзивные трубки взрыва и т.д.) и отличаются широкими вариациями по щелочности. Химический состав (табл. 19) показывает, что они относятся по петрохимическим характеристикам к известково-щелочным породам, но в основных разностях появляется шощонитовая тенденция, а интрузивные аналоги представлены монцонитовыми ассоциациями.

Таблица 19

Средний химический состав пород Южно-Китайского пояса
[Сюй Чжэцзян, 1985; Report..., 1985; и др.]

Зона	n	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	H ₂ O ⁺	П/п
Западная подзона														
Чжэцзян (запад)	116	68,63	0,38	14,25	2,02	2,04	0,09	0,80	1,85	3,52	4,96	0,12	1,02	2,23
Гуандун (запад)	67	71,89	0,29	13,31	1,27	1,72	0,20	0,51	0,94	1,74	5,41	0,12	-	2,01
Центральная подзона														
Чжэцзян (центр)	101	69,51	0,39	13,72	2,37	1,61	0,34	0,89	1,29	2,55	5,11	0,11	1,57	2,07
Фуцзян (запад)	25	69,25	0,44	13,50	1,54	2,82	0,10	0,96	1,97	3,01	4,95	0,08	-	1,26
Гуандун (восток)	20	39,53	0,43	14,40	0,91	2,71	0,07	0,73	1,72	2,26	5,39	0,13	0,96	0,92
Среднее	146	69,47	0,40	13,18	2,03	1,97	0,26	0,88	1,47	2,59	5,12	0,11	1,17	1,91
Восточная подзона														
Чжэцзян (восток)	222	69,90	0,43	13,87	1,83	1,17	0,12	0,88	1,68	3,31	4,24	0,13	1,44	1,76
Фуцзян (восток)	284	71,03	0,38	14,05	1,51	1,78	0,10	0,79	1,64	3,02	4,41	0,08	-	1,04
Среднее	506	70,53	0,40	13,97	1,65	,64	0,11	0,83	1,66	3,15	4,34	0,10	1,44	1,36

По петрохимическому составу породы вулканических зон Южно-Китайского пояса отличаются главным образом уровнем содержания щелочей и соотношением K/Na, в меньшей степени железистостью, глиноземистостью и известковистостью, что отражается составом нормативных минеральных ассоциаций. Но сопоставление отдельных частей Гуандунской, Фуцзянской и Чжэцзянской зон выявляет определенную закономерность. Чжэцзянская зона более мафична и более натровая, Гуандунская – более кислая и более калиевая. Фуцзянская – занимает промежуточное положение. Намечается сложная петрохимическая зональность, повторяющаяся для Чжэцзянской и Гуандунской зон: для первой характерна повышенная натровость пород западной и восточной подзон, а центральная –

Корреляция тектоники, магматизма и метатогенеза в Цинлиньском вулканогенном поясе [Qi et al., 1986; Ishihara et al., 1985]

Тектоническая позиция	Магматизм			Метатогенез	
	Магматическая серия	Возраст, млн лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Генезис	Метатогенетическая ассоциация
1 Цзиньцзянская древняя структура (активизированный кратон)	Известково-щелочная вулканическая (интрузивная) толща (J-типа)	190-81	0,7060-0,7080 0,7046-0,7089	Верхняя мантия - кора (контаминация)	Cu, Mo, W, Pb, Zn, Ag, (Au)
	2 Депрессия Наньней Янцзы	144-90 160-90 127-90	0,7053-0,7073 0,7038-0,7088	Верхняя мантия - кора Верхняя мантия	Fe, Cu, Au (S) U, Th, Pb, Zn

более калиевая; для Гуандунской породы центральной подзоны более натровые, а западной и восточной - более калиевые. Все породы пояса, за редким исключением, являются корунд-нормативными, наиболее высоким содержанием глинозема отличается Гуандунское звено. В целом для пояса характерны колебания соотношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 1,14-2,62$. Вместе с повышением содержания калия отмечается общая тенденция увеличения содержания Rb, Sr, Ba, PЗЭ и La/Yb [Qi et al., 1986].

По петрохимическому составу породы вулканических зон Южно-Китайского пояса отличаются главным образом уровнем содержания щелочей и соотношением K/Na, в меньшей степени железистостью, глиноземистостью и известковистостью, что отражается составом нормативных минеральных ассоциаций. Но сопоставление отдельных частей Гуандунской, Фуцзянской и Чжэцзянской зон выявляет определенную закономерность. Чжэцзянская зона более мафична и более натровая, Гуандунская - более кислая и более калиевая, Фуцзянская - занимает промежуточное по-

ложение. Намечается сложная петрохимическая зональность, повторяющаяся для Чжэцзянской и Гуандунской зон: для первой характерна повышенная натровость пород западной и восточной подзон, а центральная – более калиевая; для Гуандунской породы центральной подзоны более натровые, а западной и восточной – более калиевые. Все породы пояса, за редким исключением, являются корунд-нормативными, наиболее высоким содержанием глинозема отличается Гуандунское звено. В целом для пояса характерны колебания соотношения K_2O/Na_2O – 1,14-2,62. Вместе с повышением содержания калия отмечается общая тенденция увеличения содержания Rb, Sr, Ba, PЗЭ и La/Yb [Qi et al., 1986].

Вулкано-плутонические комплексы имеют структурные и генетические связи с вулканическими образованиями риолит-дацитового состава очагового этапа вулканизма. Они представлены многофазными массивами с внедрением фаз в следующем порядке: диорит, монцодиорит, монцогранит, биотитовый гранит, гранит-порфир; слагают вместе с вулканиками либо кальдерные комплексы, либо образуют самостоятельные цепочки, такие, как Береговой пояс Восточного Гуандуня и Фуцзяня. Одни из них могут быть отнесены к формированиям магматогенных поднятий, соответствующих периоду вулканизма и эксплозиям вулканического пояса (Гуандунский пояс), а другие – к образованиям завершающих развитие вулкано-структур, широко проявленных в этап развития очагового вулканизма.

Большая часть массивов сложена гранитоидами, которые по ряду признаков отнесены китайскими петрологами к гранитоидам J-типа [Qi et al., 1986; и др.]. К этому же типу гранитов относят и другую группу приразломных интрузивных комплексов, не имеющих явно выраженной связи с покровом вулкаников, но приуроченных к разрывным структурам, где известны эксплозивные брекчиевые трубки взрыва и взрывные воронки с рудной минерализацией порфирирового типа (Sn, W, Mo, Cu и др.). Это так называемые гранитоиды "переходного типа" [Shen and Liu, 1987]. Они являются более древними (ранне-среднеяньшаньскими) и относятся к производным андезитовых вулканических комплексов внутриконтинентальных поясов, развитых во внутренних районах Китая вдоль зоны разлома Таньлу и Цинлинской вулканической зоны (табл. 20). Встречаются они и в окраинном поясе (в западном его крыле) – в зоне разлома Шаосин-Цзяньшань (Шаой-Хэюаньский) и Сыньфэн-Эпинском (юго-восточная часть провинции Цзянси).

Вулкано-плутонические комплексы береговой полосы Фуцзянской зоны (массивы Гушань, Кайци, остров Матцу) являются типичными представителями этой группы магматических пород. Это многофазные массивы, сложенные габброндами, диоритами, гранитами, сопровождаемые дайками основного и среднего состава, которые прорывают более ранние вулкано-генные образования. Среднеосновные фазы развиты весьма ограниченно. Возраст комплекса определен рубидий-стронциевым методом в интервале

94-109 млн лет. По минеральному составу гранитоиды характеризуются вариациями соотношений кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, небольшого количества биотита и роговой обманки. Это типичные гранитоиды, массивы которых широко развиты в окраинных поясах других регионов мира – Сихотэ-Алиня, Мексики и других районах Тихоокеанского обрамления.

Все породы гранитоидного комплекса относятся к известково-щелочному типу, пересыщены глиноземом (корунд-нормативные) с соотношением K_2O/Na_2O , K/Rb и Rb/Sr , варьирующим в широких пределах. Эти особенности характерны и для вулканитов пояса.

В сравнении с другими регионами обращает на себя внимание низкая концентрация стронция и в целом высокое отношение K/Rb , но при более высоком соотношении изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70676-0,70691$). Отношение Rb/Sr (1,0-2,7), коррелирующееся с повышением K_2O и снижением CaO к поздним дифференциатам значительно выше, чем в гнейсах субстрата, для которых оно равно 2,7 [Chen, 1984]. Это наряду с другими данными может указывать, что генерация расплава протекала за счет пород субстрата при высоком флюидном давлении (5 кбар H_2O) при участии глубинного вещества. Характер распределения РЗЭ (нормированных по хондриту) и особенно европия (европиевая отрицательная аномалия) предполагает значительную роль кристаллизационной дифференциации в промежуточных очагах. В то же время для некоторой части гранитоидов отрицательная европиевая аномалия выражена неярко, что, возможно, связано с присутствием большого количества аксессуарных (сфен, апатит) в некоторых фациях гранитов как концентратов РЗЭ и как следствие – нивелированная европиевая аномалия [Gill, 1981; и др.].

Заканчивая краткий обзор вулканических образований Южно-Китайского пояса, следует подчеркнуть, что большая часть вулканитов этапа формирования платоигнимбритов и покровных туфов без интрузивных аналогов является в рудном отношении бесперспективной. Эта эпоха интенсивного эксплозивного вулканизма, связанная с анатектоидным плавлением субстрата, была относительно быстротечной. Интрузивных массивов, соответствующих ей, неизвестно. Очаговый магматизм, сменивший массовые извержения кислой пирокластике, сосредоточен в структурах, которые связаны с подкорковыми зонами.

Магматизм позднелышаньской тектономагматической активизации, которая связывается с началом быстрого спрединга в Тихом океане в период 100-85 млн лет, проявился формированием расплавов различного генезиса: анатектоидных – в ранний этап и палингенных – в поздний. В последних роль корового анатектиса и влияние глубинных расплавов подтверждается анализом геохимических данных, особенно РЗЭ, а также изотопией. В составе кальдерных комплексов присутствуют основные распла-

вы. в различной степени контамированные коровым веществом. Это устанавливается на основе геологических и геохимических данных. Гранитоиды в составе вулканоплутонических образований являются дериватами известково-щелочных магм, происхождение которых связывается с плавлением корового материала под воздействием поднимающейся литосферы. Низкое отношение Rb/Sr может быть обусловлено в большей степени деPLETED составом (по рубидию и стронцию) глубинного вещества, участвующего в генезисе коровых магм, если учесть сравнительно низкие соотношения изотопов стронция, свойственные для пород мантии, и относительно более низкое — Rb/Sr — для коры [Чен, 1984]. Систематизация данных по петрохимии и геохимии определяет, что вариации составов кислых вулканитов и связанных с ними гранитоидов могут быть обусловлены кристаллизационными явлениями после формирования первичного расплава.

Этап бимодального вулканизма соответствует началу смены содвиговых напряжений на противоположные и активизации глубинных разломов. Вдоль них формируются очаговые структуры контрастных серий (базальт-липаритовые, трахибазальт-трахилипаритовые и др.), а также небольшие кольцевые структуры и массивы гранитоидов, выделяемых как граниты а-типа [O'i et al., 1986]. Вулканоструктуры в поясе встречаются редко, они чаще связаны с разломами, вдоль которых формируются рифты (бассейн Нижней Янцзы и др.). В поясе больше известны и описаны гранитоиды. Особенно они развиты вдоль разлома Чэнлэ-Наньбао в Фуцзянской и Чжэцзянской зонах, относятся к высококремнеземистым гранитам ($\text{SiO}_2 = 75\%$), высокощелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.5\%$), низкоглиноземистым лейкократовым гранитоидам с высоким содержанием флюидов (миароловые граниты) с флюоритом. Среди них выделяются калиевые и натровые разновидности. Последние могут быть отнесены к щелочным гранитоидам. Возраст — 115-85 млн лет. Петрохимической особенностью является их высокая лейкократовость, низкие содержания мафических элементов (Ni, Co, Cr и др.), высокая деPLETEDанность европия, низкое отношение La/Yb и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7037-0,7088$ или выше.

Вопрос о металлогенической специализации и рудоносности вулканоплутонических пород Юго-Восточного Китая может быть решен только в комплексе с другими данными этого крупного рудного региона Тихого океана.

2.5. ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

К этой категории относится многочисленная группа вулканических поясов, расположенных в континентальной части Востока Азии, в пределах

или по окраине крупных геоблоков или плит, имеющих индивидуальные черты развития и эволюции [Красный, 1984; Шульдинер и др., 1987]. В составе таких геоблоков, как правило, присутствуют древние кристаллические массивы, которые обрамляются разновозрастными складчатыми поясами. Древние кристаллические массивы и геоблоки в различной степени переработаны более поздней складчатостью, в той или иной степени гранитизированы.

Среди них можно выделить массивы, которые почти полностью гранитизированы и сложены на 70–90% плутонами докембрийских гранитоидов (Буреинский массив и Северо-Китайский блок, параплатформа Янцзы), и массивы, которые практически лишены их (Сино-Корейский щит). Существуют промежуточные типы, в которых граниты составляют небольшой процент (10–30%) от площади выступа или массива (Омолонский).

Таким образом, согласно масштабам гранитных внедрений можно выделить блоки с высокой, средней и малой термальностью докембрийской историей. Как правило, намечается прямая зависимость между степенью гранитизации блока и изостатическим уровнем его стояния. Так, Восточная часть Африканского кратона с вулканическими поясами и горячими точками отличается высоким уровнем стояния этой части континента, что может быть связано с горячей разуплотненной литосферой под ним. Не что подобное, видимо, определяет характер стояния геоблоков Восточной Азии, особенно тех регионов, которые были подвергнуты масштабной магматической активизации в фанерозое.

Тектономагматическая активизация на позднекембрийском этапе выразилась в заложении разломов северо-восточного направления (большая часть из которых является рифтообразующими) и активным магматизмом вдоль них. Кроме того, были активизированы межблоковые разломы. В связи с этим можно выделить среди внутриконтинентальных транзитные вулканические пояса, связанные с трансблоковыми глубинными разломами, к которым приурочены весьма протяженные пояса и отдельные зоны. К ним относится система вулканических поясов, пересекающая Амурский, Центральнo-Китайский (Сино-Корейский щит) геоблоки и приуроченная к системе разломов Тяньлу и северному его продолжению – Куканскому и другим разломам в восточной части Буреинского массива, уходящим далее к Охотскому морю. Система разломов Тяньлу в средней части разветвляется на Синкайский разлом и Дуньхуа, пересекающие Дэхэжэньский выступ, и далее уходящую в южную часть Хабаровского края ветвь в виде Алчанского и Култухинского разломов. К этим разветвлениям в северной части приурочены вторичные геосинклинальные прогибы – Наданьхада-Бикинский и Алчанский [Смирнов, 1963; Сахно, 1976]. Южная часть разломов Тяньлу разветвляется на серию параллельных разломов, которые пересекают Южно-Китайский блок (параплатформа Янцзы) и уходят во

Вьетнам. Среди них наиболее крупные – Сюйлу-Санцзянский, Лишань-Дуканский, Сухой-Учуаньский, Тяньмушань-Байцзишаньский и др. Вдоль разлома Тяньлу и его северных и южных ответвлений в период активизации были сформированы рифты и грабены, большая часть которых является угленосными с различной долей присутствия вулканических пород. Разлом Тяньлу и другие относятся к сдвиговым системам. Возраст заложения их оценивается не однозначно, но все они начали действовать активно в период раннеяньшаньских движений [Xu et al., 1987] (см. рис. 1, 2, 8).

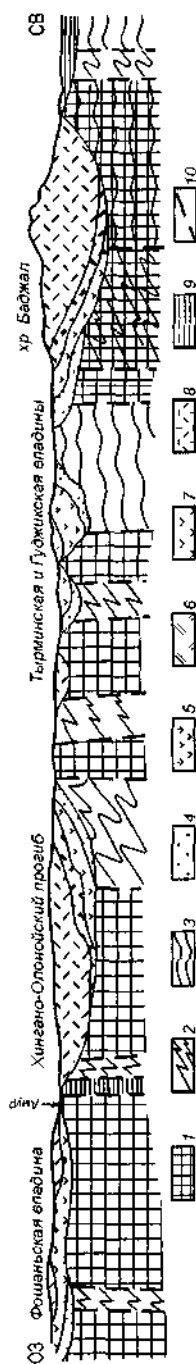
Следующей категорией внутриконтинентальных вулканических поясов являются пояса сутурных швов (пограничные). К ним относятся (с севера на юг): Огоджинско-Умлеканский, Иншань-Яншаньский, Цинлинский и Нижней Янцзы субширотного направления, связанные с системами глубинных швов, разделяющих крупные геоблоки. К этой же категории относятся пояса Большого Хингана, контролируемые разломами, ограничивающими Аргуньский и Амурский геоблоки.

Транзитные вулканические пояса

Наиболее представительным из них является пояс, который сформировался вдоль системы разломов, начинающейся у восточного края Буренского массива, а возможно, и еще севернее, у побережья Охотского моря, и далее протягивающийся через весь Северо-Китайский блок (северо-восточный выступ Китайской платформы, по А.М. Смирнову [1963]). Южнее эта система объединяет серию параллельных дислокации под названием Тяньлу (Илань-Ми-шаньский, Муданьцзянский, Дуньхуа и др.), а еще южнее переходит в серию разломов, пересекающих Сино-Корейский щит, параплатформу Янцзы и уходящих в Северный Вьетнам. Эта система нарушений трассируется рядом грабенов и рифтов, выполненных угленосными осадками и вулканогенными образованиями (рис. 1, 8, 11).

К этому же типу структур относятся пояса и зоны восточной части Буренского массива (рис. 11): Баджальская, Эзопская, Ям-Алинская, Бысинская, Селитканская; вулканические зоны Северо-Восточного Китая (Хэганская, Наданьхада-Бикинская Северо-Китайского блока и др.), Сино-Корейского щита (Шандунская), параплатформы Янцзы (Дэсинская зона на пересечении разлома Тяньлу и Цинлинской системы), Цзызи-Гуафэнская (рис. 8).

Вулканический пояс не является единой непрерывной структурой, а состоит из отдельных зон и его отрезков, контролируемых общим направлением трансблоковой разломной системы Тяньлу и разломами северного и южного его продолжения. Общая длина системы вулканических зон и грабенов более 1000 км. В геофизических полях она характеризуется сокращением мощности коры, подъемом поверхности Мохо и базальтового слоя. Грабены и рифты, развитые в пределах древних массивов, активны и в на-



стоящее время (центральная часть разлома Тяньлу). Для них характерен среднеосновной и в меньшей степени – среднекислый вулканизм (рис. 2).

Иной тип вулканизма проявлен при пересечении разломами области сочленения активизированной окраины жесткой структуры и ее складчатого обрамления, в которых обычно фиксируется скучивание и надвигообразование – Шандунская, Баджальская зоны и др. Эти зоны характеризуются определенной специфической глубинного строения – увеличением мощности коры и особенно "гранитного" слоя, глубинным разуплотнением и проявлением мощного кислого магматизма с развитием вулкано-плутонических комплексов ильменитовой серии (граниты S-типа), своим петрохимическим и рудным профилем (табл. 21, 22).

Особенности строения, развития и петрохимического состава этих зон нами были рассмотрены ранее [Вулканические ..., 1984; Сахно, 1976; Максимов, 1982; и др.]. Здесь следует подчеркнуть некоторые общие закономерности, свойственные вулканическим зонам этого типа. Ареалы кислого вулканизма приурочены к крупным сводовым поднятиям, которые сопровождаются резким увеличением мощности коры и литосферы и корневыми зонами разуплотнения, что приводит к дефициту масс по отношению к окружающим районам [Рейнлиб, Романовский, 1975; Лишневский, 1965; Xu et al., 1987; и др.]. В качестве "примеров могут быть вулканические зоны районов стыка северо-восточной части Буреинского массива и мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня (Баджальская, Эзопская и др.), пересекаемые разломами – Хинганским, Куканским, Тастахским и др.; Западно-Шандунская и другие зоны Цзинанского поднятия Хэбэй-Шандунского блока Сино-Корейской платформы и Хуананская область кале-

Рис. 11. Разрез Малохианского вулканического пояса.

1-3 – позднемезозойские поднятия; 1 – складчатый докембрий, 2 – складчатый палеозой; 3 – складчатый нижний мезозой; 4-8 – позднемезозойские впадины и прогибы, сложенные нижнемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями (4); нижнемеловыми вулканогенными образованиями среднего (5) и кислого (6) состава, верхнемеловыми вулканогенными образованиями средней (7) и кислого (8) состава, 9 – морские геосинклинальные отложения 10 – разломы

донской складчатости, пересекаемые системой разломов Таньлу. В зоне стыка жестких структур и обрамляющих их складчатых комплексов отмечаются мощная зона окучивания ("субдукция" *A-tina*), поднятия и покровы (Дабешанский, Цзинанский и др.) и увеличение мощности коры. В тыловой части таких структур (зон) сжатия в жестких блоках на разломах образуются линейные депрессии, располагающиеся параллельно разломной зоне и поперек ее (Тырмин-ская, Гуджальская Буреинского массива; прогибы Нижней Янцзы, параплатформы Янцзы и др.). Это зоны среднеосновного вулканизма.

Таблица 21

Средние химические составы магматических пород Баджальской вулканической зоны [Максимов, 1982; Вулканическая пояса ..., 1984; и др]

Окисел	1 (5)	2 (3)	3 (4)	4 (9)	5 (5)	6 (2)	7 (7)	8 (2)	9 (12)	10 (12)	11 (3)
SiO ₂	41,75	40,12	47,90	58,65	48,32	60,68	55,40	58,77	60,59	63,24	65,83
TiO ₂	3,53	3,68	2,31	0,88	2,56	1,65	0,72	0,76	0,62	0,49	0,50
Al ₂ O ₃	12,28	13,02	15,70	18,57	12,67	10,31	16,73	17,39	16,99	17,07	16,23
Fe ₂ O ₃	4,87	8,62	3,85	1,98	5,10	9,49	3,01	2,38	2,68	2,18	2,56
FeO	7,56	8,46	6,72	2,14	5,57	1,31	4,75	4,51	3,64	3,38	1,86
MnO	0,22	0,27	0,22	0,34	0,23	0,14	0,15	0,25	0,15	0,12	0,06
MgO	10,40	7,52	4,83	1,15	7,72	2,59	5,17	3,23	2,86	1,53	0,97
CaO	9,50	12,26	7,98	2,40	8,87	0,89	8,00	6,30	5,31	3,94	3,27
Na ₂ O	1,77	1,93	3,37	3,75	2,57	4,85	2,56	2,69	3,27	3,29	3,80
K ₂ O	2,83	1,31	3,75	7,63	2,46	4,70	0,94	1,60	1,60	2,16	1,65
P ₂ O ₅	0,98	1,44	0,75	0,147	0,69	0,31	0,21	0,38	0,12	0,22	0,20
H ₂ O+	2,15	0,45	1,31	0,88	1,56	1,49	1,15	0,37	0,80	0,94	1,72
Ппп	2,11	0,78	1,33	1,27	1,62	1,67	1,24	1,23	1,25	1,30	1,50
Сумма	99,94	99,86	100,02	99,81	99,94	100,08	100,03	99,86	99,93	99,86	100,09
n	16		5	3		3	18		7		17
Ni	191		51	14		22	87		26		6
Co	36		53	7		5	26		15		11
Cr	199		28	11		18	335		42		7
V	231		84	71		105	171		83		39
Cu	100		77	34		15	89		41		35
Zn	87		75	44		50	139		119		96
Pb	10		43	46		23	17		15		31
Ag	0,11		0,17	0,09		0,05	0,13		0,14		0,11
Sn	4		3	4		3	4		4		4
B	17		47	30		35	27		33		27

Продолжение табл. 21

Окисел	12 (7)	13 (3)	14 (4)	15 (30)	16 (21)	17 (14)	18 (5)	19 (18)	20 (25)	21 (4)	22 (3)
SiO ₂	73,22	62,43	66,24	71,54	65,50	72,65	60,91	66,11	73,11	72,00	70,66
TiO ₂	0,11	0,68	0,39	0,19	0,31	0,20	0,65	0,51	0,19	0,26	0,35
Al ₂ O ₃	14,28	17,17	15,99	14,62	15,05	14,79	17,13	15,83	14,00	14,93	14,09
Fe ₂ O ₃	1,52	0,89	0,98	0,32	0,83	0,57	2,44	1,50	0,59	0,80	1,41
FeO	0,84	4,47	2,96	1,64	2,05	1,49	4,00	2,89	1,40	1,84	1,90
MnO	0,04	0,11	0,10	0,08	0,07	0,07	0,15	0,08	0,06	0,07	0,07
MgO	0,54	2,13	1,78	0,48	0,73	0,48	2,32	1,33	0,35	0,54	0,77
CaO	1,33	5,38	4,00	1,97	3,06	2,01	5,60	3,88	1,68	2,44	2,23
Na ₂ O	3,49	3,39	3,28	3,95	3,46	3,38	3,04	3,18	3,23	3,14	2,94
K ₂ O	2,09	2,19	2,65	4,08	3,21	3,83	1,99	2,65	4,04	3,76	3,94
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,12	0,03	0,10	0,07	0,24	0,16	0,14	0,09	0,07
H ₂ O+	1,11	0,31	0,49	0,066	0,54	0,21	0,45	0,38	0,51	н.о.	0,58
Ппп	1,25	0,70	1,02	0,41	1,00	0,27	1,00	0,42	0,74	0,15	0,79
Сумма	99,98	100,01	100,00	99,92	99,91	100,02	99,92	99,92	99,94	100,02	99,80
n	12				25	31	47	7	54	36	
Ni	12				9	7	14	23	5	10	
Co	3				5	5	13	12	3	6	
Cr	2				20	12	39	31	10	13	
V	11				49	37	84	79	31	14	
Cu	16				40	36	47	39	21	35	
Zn	71				76	96	98	96	71	24	
Pb	18				46	61	30	28	47	51	
Ag	0,05				0,13	0,17	0,13	0,08	0,14	0,11	
Sn	3				5	5	5	4	4	6	
B	9				18	14	16	18	22	17	

Окисел	23 (5)	24 (4)	25 (16)	26 (16)	27 (12)	28 (4)	29 (14)	30 (2)	31 (16)	32 (14)	33 (7)
SiO ₂	65,04	71,33	71,50	76,71	57,08	60,25	54,67	58,20	62,05	64,22	74,97
TiO ₂	0,55	0,24	0,23	0,09	0,87	0,87	0,85	0,76	0,65	0,64	0,29
Al ₂ O ₃	15,97	13,98	14,04	12,45	17,66	16,76	18,76	18,26	16,19	16,04	12,96
Fe ₂ O ₃	3,13	1,01	0,82	0,25	2,49	2,12	0,87	1,76	1,45	1,07	0,72
FeO	1,66	1,72	1,73	1,04	5,15	4,79	6,32	5,32	4,52	4,58	1,55
MnO	0,09	0,06	0,05	0,03	0,14	0,13	0,17	0,20	0,12	0,10	0,09
MgO	1,56	0,58	0,66	0,23	3,11	2,50	4,29	3,33	2,91	1,99	0,45
CaO	3,70	2,04	1,96	0,71	7,06	5,15	8,81	6,87	5,31	4,72	0,98
Na ₂ O	2,86	3,32	3,47	3,32	2,32	2,55	2,40	2,60	3,07	3,16	2,98
K ₂ O	3,02	4,02	4,19	4,55	1,70	1,77	1,10	1,68	2,36	2,60	3,87
P ₂ O ₅	0,20	0,06	0,10	0,55	0,29	0,20	0,27	0,20	0,16	0,16	0,15
H ₂ O+	1,13	0,45	0,45	н.о.	1,12	1,40	0,76	н.о.	0,57	н.о.	0,59
Ппп	1,10	1,00	0,71	0,52	1,10	1,48	0,68	0,73	0,86	0,84	0,48
Сумма	100,01	99,81	99,91	99,95	100,09	99,97	99,94	100,01	99,92	99,92	100,03

Окончание табл. 21

Окисел	23 (5)	24 (4)	25 (16)	26 (16)	27 (12)	28 (4)	29 (14)	30 (2)	31 (16)	32 (14)	33 (7)
n				12							
Ni				5	26		68		31		
Co				1	24		24		23		
Cr				5	42		139		54		
V				9	131		154		108		
Cu				26	73		78		66		
Zn				28	150		147		105		
Pb				53	18		21		34		
Ag				0,07	0,15		0,18		0,11		
Sn				4	4		4		5		
B				6	29		43		22		

Примечание. Пикрит-щелочобазальтовая формация, даянский комплекс: 1 – пикрит; 2 – ортоклазовое габбро; 3 – щелочное габбро; 4 – сиенит; 5 – щелочной базальт; 6 – трахит. Андезитовая формация, лакский комплекс: 7 – андезит, двупироксеновый; 8 – андезит; 9 – андезито-дацит; 10 – андезито-дацит, гранатсодержащий; 11 – липарит, гранатсодержащий; 13 – кварцевый диорит; 14 – гранодиорит; 15 – гранит. Липарит-гранитная формация, баджальский комплекс, Урмийская фаза: 16 – липарит, покровный; 17 – липарит, экструзия; Аракотская фаза: 18 – андезито-дацит; 19 – дацит; Гербинская фаза: 20 – липарит, покровный; 21 – липарит, экструзия, Гонская экструзия; 22 – липарит; 23 – дацит; 24 – гранит-порфир; 25 – гранит-порфир, Урмийская фаза; 26 – гранит. Верхнеурмийский массив. В скобках дано число анализов, n – количество спектральных анализов.

Таблица 22

**Средние содержания микроэлементов в магматических породах
Баджальской зоны (г/г)**

№ п/п	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Y
1 (1)	84	818	647	279	36	69	96	40	40
2 (1)	55	723	1019	281	57	71	100	34	31
3 (2)	16	388	350	126	4	42	75	16	12
4 (3)	32	224	387	127	3	44	30	15	13
5 (2)	40	256	294	138	10	37	40	17	10
6 (1)	н.о.	198	302	98	11	25	61	24	8
7 (1)	48	133	956	101	17	40	44	16	13
8 (2)	87	190	658	265	5	54	64	27	21
9 (1)	71	135	827	141	1	56	71	83	18
10 (2)	107	170	751	149	7	50	60	25	24
11 (2)	58	173	687	143	5	37	62	25	14
12 (2)	55	230	607	152	5	61	58	31	24

Окончание табл. 22

№ п/п	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Y
13 (4)	99	142	819	144	5	58	68	32	21
14 (2)	114	107	723	152	20	51	61	31	31
15 (1)	55	207	963	204	н о	60	70	33	24
16 (3)	115	117	840	167	11	51	67	31	27
17 (3)	279	49	160	97	8	60	29	44	70
18 (3)	59	252	388	147	8	47	31	17	12
19 (4)	58	186	464	170	4	49	52	15	18
20 (3)	72	220	445	157	6	47	38	15	16
21 (1)	152	118	503	113	11	40	46	16	25
22 (1)	56	117	556	59	н о	49	47	8	5

Примечание. Даянский комплекс 1 – пикрит 2 – щелочное габбро Лааский комплекс 3 – двупироксеновый андезит, 4 – андезито-дацит, 5 – андезито-дацит с гранатом, 6 – дацит 7 – гранатовый липарит Баджалский комплекс, Урмийская фаза 8 – покровный липарито-дацит; 9,10 – экструзивный липарит (Аникийский массив), Аракотская фаза 11 – андезито-дацит, 12 – роговообманковый дацит Гербинская фаза 13 – покровный липарит, экструзив, 14 – липарит, 15 – липарито-дацит, 16 – типарит, Аникийский массив, 17 – гранит, Верхне-Урмийский массив Силинский комплекс 18 – двупироксеновый андезит, Куркальтинский массив 19 – кварцевый диорит; 20 – гранодиорит; 21 – гранит Вулканийский массив 22 – гранит В скобках – количество анализов

Магматизм восточной части Буреинского массива был рассмотрен ранее [Вулканические, 1984] Здесь необходимо отметить, что в пределах этого массива и его непосредственного обрамления в вулканических зонах выдерживается единый петрогеохимический и рудный профиль В зонах, удаленных от края массива, в складчатых структурах обрамления с многоэпизодным рядом геологических формаций (Сичотэ-Алинская складчатая область), петрогеохимический и рудный профиль магматических проявлений меняется Появляются наряду с общими чертами повышенная щелочность (калиевоность), магнезиальность, повышается борносность в магматическом и рудном процессах (турмалиновые граниты и борносные рудные ассоциации)

Вулканические зоны, находящиеся внутри геоблоков в пределах развития сдвигов системы Таньлу, можно разделить на два типа Первые – это линейные приразломные впадины главным образом среднеосновного вулканизма, вторые – ареалы кислого вулканизма Первые широко развиты в Амурском геоблоке и представлены линейными зонами угленосных бассейнов в начальной фазе развития и приурочены к бортам впадин вулканических зон среднеосновного и меньше – среднекислого состава Активность вулканических процессов возрастает с приближением к краю жестких массивов, где объем вулканических пород постепенно увеличивается и

они фациально замещают угленосные и осадочно-угленосные образования. Более верхние горизонты разреза вулканогенных пород представлены среднекислыми и кислыми образованиями, завершающими магматизм внутриконтинентальных поясов.

К первому типу относятся Тьрмо-Гуджалская, Быссинская, Хэганская вулканические зоны Среднего Приамурья и др., а также Шандунская зона Центрально-Китайского блока (Сино-Корейская платформа), хотя последняя имеет несколько своеобразный характер, свойственный для структур второго типа.

Ко второму типу относятся Таньмушань-Байцзишань, Сьхой-Учуань вулcano-экструзивные зоны разломов Южно-Китайского блока Хуаньской плиты (параплатформа Янцзы) и др. Для этого типа свойственна своеобразная динамика развития – наличие приразломных зон динамотерминального метаморфизма (указывающих на мощные зоны сжатия) упругого скалывания, развитие фаций зеленых сланцев и даже амфиболитовых [Xu et al., 1987; и др.]. Их формирование происходило одновременно с периодом наиболее мощного упругого скалывания и сопровождалось ростом давления и температур вплоть до генерации вторичных расплавов, а по характеру соответствует процессу ультраметаморфизма.

Намечается определенная тенденция: в линейных зонах, выраженных приразломными депрессиями, нижнюю основную часть разреза составляют андезитобазальты с толентовой тенденцией, а верхняя представлена мало-мощной андезитовой и андезиодацитово-известковой толщей со значительной долей пирокластики. Вулcano-плутонические комплексы развиты ограниченно; это мелкие тела габбро-диоритового состава. Намечается общий петрохимический фон: для нижней части разреза – толентовый тип ассоциаций (базальт-андезитобазальтовый состав с присутствием кислых фаз и бимодальным характером распределения лав, Тьрминская структура, владина Цыси и др.); для верхней – андезитовый известково-щелочной тип ассоциаций с латитовой тенденцией (Гуджалская, Хэганская структуры и др.) (табл. 23-25).

Интрузивные и субвулканические образования этой серии представлены многофазными трещинными телами габбро-монцит-монцогранодиоритовой ассоциации, развитыми вдоль бортов впадин и депрессий (монцитонитовиды Гуджалской, Хэганской, Шуаньшаньской структур и др.) [Вулканические..., 1984; Сахно, 1976; и др.], соответствующие уровню формирования амутских андезитов и селитканских интрузий и их аналогов окраины Буреинского, Ханкайского массивов Северо-Восточного выступа Амурского геоблока.

В Южно-Китайском геоблоке к категории внутриконтинентальных относится группа мелких зон (Цзысинская, Дэсинская и др.), приуроченных к разломной системе Таньду, основными особенностями которых являются

Таблица 23

**Средний элементный состав магматических формаций
северо-восточного выступа Китайской платформы**

Оксид	1 (2)	2 (8)	3 (3)	4 (1)	5 (4)	6 (6)	7 (4)	8 (2)	9 (2)	10 (3)	11 (6)	12 (8)	13 (4)
SiO ₂	52,24	53,51	56,04	70,45	48,67	54,37	51,70	58,60	64,21	73,40	58,43	74,69	50,50
TiO ₂	0,75	1,11	0,60	0,78	1,59	1,10	1,95	2,01	0,51	0,31	0,88	0,24	1,38
Al ₂ O ₃	15,84	17,70	16,70	14,82	19,69	18,21	15,80	15,97	15,71	13,50	17,12	12,96	18,08
Fe ₂ O ₃	4,19	4,76	6,02	1,30	1,91	1,32	1,05	1,05	0,43	0,20	3,54	1,30	5,05
FeO	4,99	3,43	1,52	1,28	7,97	7,63	9,82	7,99	3,95	2,40	3,66	1,74	3,72
MnO	0,18	0,19	0,09	0,05	0,16	0,13	0,21	0,13	0,96	0,25	0,10	0,01	0,23
MgO	6,55	4,41	4,23	1,05	4,92	4,10	4,64	2,61	2,10	0,50	2,24	0,32	4,70
CaO	7,56	7,41	6,73	1,77	10,44	7,41	7,96	4,51	4,53	1,13	6,10	0,38	10,66
Na ₂ O	3,42	3,07	3,83	4,04	2,67	3,56	3,02	3,66	3,83	3,36	2,94	3,21	3,28
K ₂ O	0,88	0,71	1,56	1,52	0,67	1,34	1,88	2,05	3,44	4,58	3,93	4,66	0,90
P ₂ O ₅	0,14	0,22	0,17	0,18	0,25	0,21	0,23	0,14	0,18	0,21	0,12	0,04	0,15
H ₂ O+	1,34	1,49	1,40	1,15	0,38	н.о.	0,72	0,57	0,63	н.о.	0,71	0,75	0,73
Ппп	1,57	1,69	1,61	1,48	0,57	0,51	0,80	0,60	0,81	0,32	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99,50	99,70	100,00	99,87	99,79	99,81	99,87	99,89	99,95	99,96	99,83	99,92	99,83
n	7	12	11	5									
Ni	111	14	10	4									
Co	36	6	5	1									
Cr	190	54	48	4									
V	180	50	45	51									
Cu	41	20	16	11									
Zn	85	105	95	61									
Mo	0,1	н.о.	н.о.	н.о.									
Pb	9	8	6	2									
Ag	0,09	0,08	н.о.	0,02									
Sn	4	5	4	2									
B	16	14	12	3									
F	н.о.	н.о.	195	н.о.									

Оксид	14 (4)	15 (6)	16 (7)	17 (7)	18 (8)	19 (7)	20 (6)	21 (12)	22 (14)	23 (7)	24 (6)	25 (6)	26 (4)
SiO ₂	55,24	76,00	76,50	66,18	57,95	64,70	76,38	59,12	71,71	59,34	65,66	79,24	50,92
TiO ₂	1,01	0,19	0,20	0,54	0,79	0,52	0,41	0,76	0,36	0,76	0,58	0,29	2,20
Al ₂ O ₃	17,18	13,46	12,64	16,45	17,16	16,52	12,18	17,26	13,46	16,82	16,58	12,37	16,34
Fe ₂ O ₃	4,70	1,73	1,83	2,26	1,17	3,50	2,31	4,27	2,09	1,54	1,87	1,51	4,06
FeO	3,91	1,01	0,84	1,98	4,31	3,30	1,62	3,39	1,80	4,80	3,89	2,22	4,54
MnO	0,13	0,01	0,01	0,60	0,06	0,10	0,02	0,10	0,02	0,06	0,08	0,08	0,14
MgO	3,13	0,43	0,49	1,62	4,22	1,42	0,42	3,32	0,59	4,62	1,71	0,47	6,13
CaO	8,14	0,91	0,62	2,17	5,70	3,16	0,28	6,44	1,02	5,94	2,55	0,64	10,86
Na ₂ O	2,32	1,71	2,42	4,42	4,20	3,80	1,62	2,91	3,40	3,69	2,82	2,96	2,73

Окончание табл 23

Окисел	14 (4)	15 (6)	16 (7)	17 (7)	18 (8)	19 (7)	20(6)	21 (12)	22(14)	23 (7)	24 (6)	25 (6)	26 (4)
K ₂ O	1,83	4,68	4,59	3,68	3,66	2,57	4,51	1,54	3,75	0,98	3,22	3,58	1,16
P ₂ O ₅	0,17	но	но	0,15	0,13	0,08	0,03	0,07	0,12	0,15	0,08	0,11	0,06
H ₂ O+	1,40	но	но	0,42	0,51	0,12	но	но	0,35	0,18	но	0,31	но
Ппп	0,92	но	но	0,27	но	0 10	0,15	0,75	0,98	0,97	1,04	1,15	0,71
Сумма	99,81	100,13	100 14	99,90	99,86	99,99	99,93	99,72	99,85	99,98	99,92	99,85	99,85
n	15	11			16			12	8	10	14	7	
Ni	6	3			3			6	2	4	11	2	
Co	3	1			1			3	2	2	6	2	
Cr	23	8			5			28	5	17	50	4	
V	17	9			11			33	15	13	48	9	
Cu	но	но			но			но	но	но	но	но	
Zn	87	82			70			76	71	86	97	64	
Mo	но	но			но			но	но	но	но	но	
Pb	8	10			12			14	22	9	9	23	
Ag	но	но			но			но	но	но	но	но	
Sn	3	3			4			4	4	4	4	4	
B	6	5			4			2	3	2	3	4	
F	202	152			211			но	152	но	но	но	

Примечание. Мало-Хинганский пояс, Тырмо-Гуджальская зона, андезитовая формация, станолирский комплекс 1 – базальт, 2 – андезито-базальт, 3 – андезиты, 4 – дацит и липарито-дацит, 5 – габбро-норит; 6 – габбро-диорит, Габбро-монцит-диорит-гранодиоритовая формация, нанкинский комплекс 7 – габбро-монцит, 8 – монцитдиорит, 9 – мондогранодиорит. Гранитная формация, обманийский комплекс 10 – гранит Средне-Амурский пояс, Западно-Баоцинская структура (Вокэньчэ), андезит-трахиандезитовая формация 26 – базальт, 11 – андезит, Трахилипаритовая формация 12 – липарит, Цзямусинская структура, андезитовая формация 13 – базальт; 14 – андезит, Трахилипаритовая формация 15 – липарит, Хэганская структура, трахилипаритовая формация 16 – трахилипарит, 17 – трахидацит Наданьхода-Билинский пояс, Мулинская структура, андезит-трахиандезитовая формация, 18, 21 – андезиты, Липарит-трахилипаритовая формация 19 – дацит, 20, 22 – липариты, Баоцинская структура, андезит-трахиандезитовая формация 23 – андезит, 24 – дацит, 25 – липарит В скобках дано число анализов, n – количество спектральных анализов

Таблица 24

**Средние содержания микроэлементов в магматических породах
Тырмо-Гуджальской зоны**

Элемент	1 (4)	2 (2)	3 (4)	4 (1)	5 (2)	6 (2)	7 (3)	8 (1)	9 (4)	10 (1)
Rb	57	23	2	160	7	12	48	20	9	12
Sr	341	351	335	231	400	320	358	392	445	279
Ba	288	294	441	436	424	294	448	423	572	402

Окончание табл. 24

Элемент	1 (4)	2 (2)	3 (4)	4 (1)	5 (2)	6 (2)	7 (3)	8 (1)	9 (4)	10 (1)
Zr	141	77	101	162	90	76	177	175	107	92
Nb	18	14	9	16	6	10	13	14	11	2
La	43	38	38	53	28	30	65	61	56	26
Ce	39	23	40	54	28	29	47	56	31	28
Nd	32	28	17	42	10	8	51	34	39	н.о.
Y	37	22	16	37	15	17	16	15	17	14

Примечание. Андезитовая формация, Тырминская структура, станолйрский комплекс: 1 – базальт; 2 – андезито-базальт; 3 – пироксеновый андезит; 4 – авгит-плагиоклазовый андезит; 5 – плагиоклазовый андезит; 6 – плагиоклаз-роговообманковый андезит; 7 – афировые лавы; 8 – плагиоклаз-роговообманковый с гранатом андезит; 9 – плагиоклаз-роговообманковый андезит, эструзия; 10 – липарито-дацит. В скобках дано число анализов.

Таблица 25

Средние содержания микроэлементов в породах вулканических зон Северо-Восточного выступа Китайской платформы

№ п/п	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Y
1 (4)	40	435	201	72	7	21	26	19	20
2 (1)	40	579	354	138	10	40	17	15	17
3 (5)	33	357	506	130	10	25	31	25	13
4 (4)	22	531	652	112	н.о.	23	28	28	15
5 (1)	58	139	120	132	10	47	56	52	30
6 (3)	16	530	993	113	3	26	30	15	4
7 (2)	47	420	1142	149	3	14	56	31	13
8 (4)	72	103	238	152	21	60	86	34	16
9 (3)	57	83	535	164	17	48	83	29	10
10 (3)	188	28	271	140	20	70	100	23	24
11 (1)	44	618	330	187	17	29	51	16	42
12 (2)	22	256	152	66	4	26	23	н.о.	18
13 (1)	19	403	1134	160	16	33	18	22	4
14 (1)	59	1039	1919	173	12	15	23	24	14
15 (2)	65	464	511	101	36	29	49	22	14
16 (2)	43	239	1446	176	7	33	65	27	7
17	16	557	395	171	6	75	39	15	5

Примечание. Надаьхата-Бикинский пояс, Мулинская зона, андезитовая формация, илинский комплекс: 1 – базальт; 2 – андезито-базальт; 3 – андезит; 4 – дацит; 5 – андезито-дацит; 6 – дацит, липаритовая формация, комплексе янмугоу; 7, 8 – дацит; 9, 10 – липарит. Баоцинская структура, андезитовая формация, баоцинский комплекс: 11 – базальт; 12, 13 – андезит; 14 – дацит, липарит-трахилипаритовая формация, комплексе наолихэ; 15 – липарит; 16 – трахилипарит; андезитовая формация, Цзямуьнская структура: 17 – базальт. В скобках дано число анализов.

интрузивно-экструзивные формы проявления и трубки взрыва, сохраняющиеся в виде эксплозивных брекчий на древних поднятиях (Уи, Хуайюшань и др.). Эта группа вулканоплутонических комплексов имеет большое металлогеническое значение, так как с ними связаны многие месторождения порфиrowого типа (Fe, Cu(Mo), Au, Pb-Zn(Ag), W, Sn) – Янчулинское, Дэсинское и др. Магматические тела здесь, как правило, небольшого размера, малоглубинные, содержащие большое количество флюидной фазы: воды, галогенов, особенно хлора, серы. Концентрация флюидной фазы в апикальных частях таких массивов при их становлении и кристаллизации способствует выносу рудных компонентов и сопровождается эксплозиями (эксплозивные брекчин), которые являются благоприятными рудоносными структурами. Гранитоидные массивы, представляющие собой субвулканические тела и криптовулканы с глубиной становления не глубже 2 км, связаны с более глубинными зонами генерации магмы среднего состава (андезитового) при активном воздействии подкорковых расплавов и флюидов.

Изучение изотопного состава кислорода, стронция и распределения редкоземельных элементов показывает, что роль мантийного источника была значительной, но процессы контаминации корового материала, а также дифференциации в промежуточных очагах имели существенное значение в эволюции магм гранитоидного состава. Возрастной диапазон формирования этих гранитоидов весьма растянут во времени (193-81 млн лет). Это многофазные диорит-гранодиорит-монцогранитные интрузий известково-щелочной серии, которые по ряду признаков исследователи относят к гранитоидам J-типа или магнетитовой серии [Ishihara et al., 1985; Qi, 1986]. Ранняя фаза, как правило, представлена более основными породами – кварцевыми диоритами или диоритами. Более поздние внедрения – гранодиориты, гранодиорит-порфиры и монцогранит-порфиры. Не во всех массивах проявлены фазы, но последовательность внедрения сохраняется. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры отличаются сравнительно высоким содержанием мафических компонентов и CaO, содержат высокие концентрации W (150 г/т), Mo (300 г/т), Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Co, V по сравнению с гранитоидами других типов, особенно гранитов плутонических поясов, с которыми связаны месторождения Sn и W Юго-Восточного Китая. Помимо других особенностей для гранитоидов этого типа свойственно низкое отношение F/C1 (≈ 1).

Следует подчеркнуть высокую степень окисленности флюидов при высоком их содержании в магматических и низкотемпературных процессах, что приводит к формированию эксплозивных трубок в верхней части магматической колонны (массив Чэньмэншань, Юньшань и др.). Как было сказано выше, гранитоиды продуцируют широкий спектр порфиrowой минерализации медной, медно-молибденовой и полиметаллической и др., имеющей и промышленные масштабы. Магматические образования, с ко-

торыми связаны эти типы минерализации, в целом характеризуются близким составом. Однако намечаются вариации по щелочности, соотношению Na/K и особенно степени окисленности. Наиболее чутким индикатором степени окисленности является характер соотношения $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$ (δEu).

Устанавливается зависимость между δEu гранитоидов и профилем их рудоносности. Она выражается следующим рядом: $\delta\text{Eu} 1.15/\text{Cu}$, Mo (Au) – $\delta\text{Eu} 1.0/\text{Cu}$, Pb – $\delta\text{Eu} 0.84/\text{Cu}$, W (Mo) – $\delta\text{Eu} 0.76/\text{Cu}$, W – $\delta\text{Eu} 0.72/\text{W}$ (Mo) – $\delta\text{Eu} 0.64/\text{W}$ [Shen and Liu, 1987; и др.].

С диоритами и гранодиоритами натрового типа связаны медно-порфировые рудопоявления (Cu, Mo, Au), и по мере увеличения кислотности и калиевости снижается их степень окисленности ($\delta\text{Eu} < 1$) у а профиль рудоносности меняется на порфировый, вольфрамовый (с молибденом), вольфрамовый и касситерит-кварцевый.

Наиболее показательным примером подобной зависимости состава пород, степени окисленности и типов минерализации являются гранитоидные массивы Юго-Восточного Китая провинции Цзянси – Тунчан, Юньнинь, Юньшань, Янцзулин, Сигуаншань, в пределах которых размещены крупные месторождения порфирового типа (Cu, Mo, Pb, Zn, Au и др.), а также олово-вольфрамовые и вольфрамовые месторождения, имеющие большое промышленное значение.

Вулканические зоны и пояса, которые трассируются протяженной разломной зоной от Охотского побережья через Буреинский массив и далее на юго-запад через Северо-Китайскую платформу и параплатформу Янцзы, отличаются наибольшим структурно-генетическим разнообразием. Они пересекают структуры с различным фундаментом: сиалические блоки кристаллических массивов, складчатые структуры раннемезозойского и палеозойского возраста, сложенные эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными комплексами. Эти структуры представляют собой крупные геоблоки – Амурский, Центрально-Китайский и Южно-Китайский, в различной степени активизированные и гранитизированные в более ранние эпохи (позднепротерозойские, ранне- и позднепалеозойские). Соответственно и вулканические пояса можно классифицировать на пояса Амурского, Центрально-Китайского и Южно-Китайского геоблоков, характеризующиеся определенным петрогеохимическим и металлогеническим профилем. В пределах каждого блока можно выделить несколько типов вулканических зон.

Для Амурского геоблока эти типы поясов были рассмотрены подробно ранее [Вулканические..., 1984].

Для Центрального и Южно-Китайского геоблоков краткие данные были приведены выше. Сопоставление их позволяет сделать следующие выводы. Выделяются три максимума позднемезозойской магматической ассоциации: 170-140 млн лет – раннеяньшаньская фаза, 140-120 млн лет – среднеяньшаньская и 120-80 млн лет – позднеяньшаньская. Первые две

наиболее активно проявились в Южно-Китайском и Центральном-Китайском блоках, а вторая и третья – наиболее полно в Амурском.

Эволюция магматизма повсеместно связана с начальным внедрением базальтов, андезитобазальтов, затем формированием покровов андезитов, извержением кислых вулканитов и внедрением на заключительных этапах вулcano-плутонических комплексов в структурах центрального типа. Магматизм был полициклическим, с гомодромной эволюцией состава. Соотношение основных, средних и кислых пород, а также особенности петрохимического состава зависят от структурной позиции, строения фундамента и геодинамического режима. В линейных рифтогенных прогибах, развитых главным образом на древних массивах (Быссинская, Тырминская зоны и др.), преобладают среднеосновные вулканиты с толеитовой тенденцией, а кислые представлены ограниченно. В зоне на стыках жестких массивов и складчатого обрамления (зона скупивания) среднеосновные лавы начальных фаз редуцированы, преобладает кислый вулканизм с кислыми интрузиями ильменитовой серии (баджальский тип). В зонах на многоосинклинальном складчатом основании преобладает среднекислый и кислый вулканизм с шошонит-латитовой тенденцией (мяочанский тип). В зонах, развитых на эвгеосинклинальном основании, преобладают натровые среднеосновные вулканиты и интрузии магнетитовой серии (селитканский тип).

Таким образом, в раздвиговых зонах и рифтовых линейных прогибах характерен основной и среднеосновной вулканизм, в зоне сжатия и сводовых поднятий – кислый. Петрохимический тип и геохимическая специализация сопряжены в общих чертах с контуром геоблоков. Общий средний химический и магматический состав пород геоблоков, подсчитанный с учетом объемных соотношений, позволяет с определенной долей условности сделать следующие выводы. Породы Амурского и Южно-Китайского геоблоков относятся к более кремнекислым, глиноземистым (корунд-нормативным) и калиевым типам. Существуют и различия: породы Амурского геоблока более натровые, более известковистые и более магнезиальные в сравнении с Южно-Китайским.

Металлогеническая специализация их во многом близка и определяется Sn-W-Cu-F-Be профилем. Рудоносные гранитоиды относятся к ильменитовой серии со свойственным для них петрогенезисом. Кроме того, в разломных зонах проявлены гранитоиды магнетитовой серии (J-тип) с порфировым типом (Cu, Mo, W, Pb и т.д.) оруденения.

Породы Центрального блока относятся к более основным щелочным разновидностям с высокой степенью окисленности (воластонит-нормативные). В них проявляется шошонитовая тенденция. Гранитоиды, связанные с вулканическими структурами, относятся к магнетитовой серии (гранитоиды J-типа) с Au, Mo, Pb-Zn, Cu и Au, Mo, Cu профилем оруденения порфирового, скарнового, жильного и других типов. Здесь известны кимберлитовые

алмазоносные габбро (Шаньдун, Хэбэй, Шэнси и др.), расположенные в пределах разлома Таньлу. Возраст их 77-80 и 185-205 млн лет.

Пограничные вулканические пояса

К этой категории относятся линейные депрессионные прогибы и грабены, а также с ними связанные кольцевые структуры (депрессионные, интрузивно-купольные и т.д.), направление и развитие которых контролируется протяженными глубинными разломами и сутурными швами, проходящими в зоне стыка крупных геоблоков и разделяющих их складчатых областей (рис. 8).

Это широкий Огоджинско-Умлеканский пояс, контролируемый Северо- и Южно-Тукурингским разломами, проходящими по стыку северной части Бурейского массива с Монголо-Охотской складчатой областью; Иньшань-Яньшаньский пояс, связанный с системой широтных разломов, разделяющих северный блок Китайской платформы и Сино-Корейский щит; Цинлинский пояс вдоль Цинлинского сутурного шва между Сино-Корейским щитом и параплатформой Янцзы и др.

Вулканические зоны Большого Хингана также могут быть отнесены к пограничным поясам. Западная часть трассируется разломами (Дазрбуганский и др.), проходящими между Аргунским и Амурским геоблоками. Восточные зоны, заложенные вдоль Цзэцзигуаньшаньского разлома, подчиняются северо-восточному общетихоокеанскому направлению разломной системы, с которой связаны внутриконтинентальные транзитные пояса Дальнего Востока.

Глубинные разломы сутурных швов, контролирующие вулканические пояса и зоны, представляют собой долгоживущие структуры, возникшие в результате индосинийских (Т₃-J₂) коллизий геоблоков и активизированные в позднем мезозое встречными движениями Евразийского "спаянного" континента и Тихоокеанской плиты. Это привело к движению отдельных блоков с частичным вращением, активизации разломов и магматизму. Эти особенности отражаются характером глубинного строения: изменением мощности коры и астеносферы и их рельефа вдоль сутурных швов. Направление сутурных зон подчеркивается конформным характером изолиний мощностей, их резким уступом, сочетанием положительных и отрицательных гравитационных аномалий.

Фундаментом, на котором заложены пояса, являются блоки окраинных частей платформы и массивов и межблоковые области палеозойской складчатости (Монголо-Охотская, Цзяньнанская, Гиринская и др.), а также структуры более ранней активизации платформы. В связи с различной подвижностью блоков намечаются отдельные зоны поясов с доминирующим развитием эффузивно-пирокластических и интрузивно-экструзивных форм проявления вулканизма.

Здесь не рассматриваются структуры и состав Огоджинско-Умлеканского и Иньшань-Яньшаньского вулканических поясов, так как данные по ним были приведены ранее в обобщающей работе "Вулканические пояса Востока Азии" [1984], а также в других работах [Монсеенко, Сахно, 1982; Сахно, 1976; Сухов, 1975; и др.]. Более подробно остановимся на описании магматизма Цинлинского широтного пояса, данные по которому появились в последние годы [Report... 1985; Сюй Чжиган, 1985; The Geology of China, 1986; и др.]. Петрохимические характеристики пород даны в табл. 21, 26-29.

Таблица 26

Средний химический состав магматических пород
Огоджинско-Умлеканского пояса

Оксид	1 (2)	2 (2)	3 (12)	4 (4)	5 (7)	6 (1)	7 (2)	8 (13)	9 (4)	10 (5)	11 (1)	12 (1)	13	14 (5)
SiO ₂	58,91	62,88	72,79	72,64	75,28	48,30	54,60	57,96	61,20	66,92	55,04	63,64	52,99	78,79
TiO ₂	0,92	0,87	0,19	0,23	0,17	1,20	0,97	0,98	0,67	0,47	0,90	0,47	0,63	0,22
Al ₂ O ₃	18,02	17,98	14,53	13,95	13,27	15,11	15,51	16,46	16,80	15,26	16,20	16,01	15,50	13,97
Fe ₂ O ₃	4,52	1,95	0,47	1,15	1,27	4,66	3,15	2,60	1,75	1,54	2,22	0,74	2,08	1,05
FeO	1,65	3,08	1,36	1,29	1,40	5,32	4,47	4,10	3,70	2,43	4,48	3,56	3,12	0,67
MnO	0,10	0,15	0,05	0,06	0,06	0,16	0,13	0,13	0,12	0,08	0,16	0,06	0,12	0,05
MgO	3,23	1,39	0,47	0,33	0,46	7,56	7,94	4,57	2,82	2,00	5,50	3,27	6,77	0,66
CaO	6,56	4,22	1,67	1,01	1,14	7,68	7,80	6,30	5,53	3,15	4,76	5,56	3,88	2,03
Na ₂ O	2,58	3,58	3,16	3,37	3,10	20,6	2,77	2,85	3,66	3,54	4,12	2,59	3,22	3,53
K ₂ O	1,27	2,39	4,07	4,56	4,25	0,71	1,27	1,80	1,64	3,35	2,42	2,38	1,66	3,51
P ₂ O ₅	0,10	0,20	0,04	0,04	0,05	0,25	0,17	0,23	0,20	0,10	0,08	0,15	0,09	0,06
H ₂ O+	1,03	1,00	0,60	0,52	н.о.	3,45	1,05	1,10	0,45	0,31	1,70	1,12	2,72	0,68
Ппп	1,10	0,50	0,53	0,48	0,35	3,25	0,30	0,49	1,15	0,90	2,50	1,27	3,10	0,76
Сумма	99,99	100,19	99,93	99,63	99,80	99,71	99,60	99,57	99,69	99,85	100,08	100,02	99,93	99,98
n		2	7		3	1	2							
Ni		12	6		5	59	79	53	44			8		16
Co		10	2		7	58	30	21	14			5		2
Cr		36	8		8	169	342	280	90			60		31
V		80	22		17	131	124	141	136			72		25
Cu		45	21		34	66	77	69	60			37		36
Zn		225	78		75	49	60	84	68			81		56
Mo		0,7	0,8		0,6	н.о.	0,9	1,4	2,0			2,0		0,9
Pb		30	39		39	8	14	22	24			37		28
Ag		0,10	0,14		0,13	н.о.	н.о.	0,05	0,07			2,0		0,2
Sn		10	7		10	3	2	3	4			4		3
B		10	15		5	26	26	27	58			68		18

Примечание. Эзопская зона, андезитовая формация: 1 - андезит; 2 - гранодиорит; Липарит-гранитная формация: 3 - липарит, 4 - липарит, флюидальный порфиновый; 5 - гранит. Селемджинская зона, андезитовая формация, селемджинский комплекс: 6 - базальт; 7 - андезито-базальт; 8 - андезит; 9 - андезит, роговообманковый; 10 - дацит, 11 - диорит; 12 - гранодиорит; 13 - порфирит, диоритовый. Гранитная формация: 14 - гранит. В скобках - число анализов, n - количество спектральных анализов.

Таблица 27

**Средние содержания микроэлементов в магматических породах
Огоджинско-Умлеканского вулканического пояса**

Элемент	1 (2)	2 (1)	3 (4)	4 (3)	5 (3)	6 (1)	7 (1)
Rb	160	223	33	46	48	62	55
Sr	82	43	403	277	275	487	235
Ba	442	118	559	462	618	653	586
Zr	133	114	131	92	117	125	181
Nb	15	16	12	10	14	16	12
La	48	26	41	29	27	32	33
Ce	68	44	42	42	39	52	37
Nd	32	21	5	13	18	н.о.	17
Y	39	45	19	11	8	15	8

Примечание. Эзопская зона, липарит-гранитная формация: 1 – липарит; 2 – гранит. Селемджинская зона, андезитовая формация, селемджинский комплекс: 3 – андезит; 4 – андезито-дацит; 5 – дацит; 6 – андезитовый порфирит, дайка; гранитная формация, эзопский комплекс: 7 – гранит. В скобках дано количество определений.

Таблица 28

**Средние составы магматических пород Пищань-Яншаньского и Большехинганского
вулканических поясов Амурского геоблока**

Окисел	1 (4)	2 (5)	3 (4)	4 (33)	5 (47)	6 (37)	7 (27)	8 (1)	9 (1)	10 (1)	11 (10)
SiO ₂	58,98	64,72	75,32	63,35	53,08	63,05	68,68	51,10	54,05	51,60	55,90
TiO ₂	0,72	0,55	0,35	0,73	1,63	0,73	0,30	1,08	1,25	1,17	0,83
Al ₂ O ₃	17,02	16,92	13,98	15,68	15,95	14,91	15,37	17,58	16,82	19,28	16,85
Fe ₂ O ₃	3,53	2,68	0,71	4,13	6,03	3,44	1,93	3,57	3,89	2,62	3,19
FeO	3,54	3,21	2,28	1,93	2,58	2,35	1,25	5,48	5,51	3,62	9,33
MnO	0,04	0,08	0,05	0,11	0,12	0,10	0,05	0,14	0,13	0,07	0,12
MgO	3,98	1,54	1,17	1,72	3,46	2,12	0,78	4,07	2,91	2,56	3,87
CaO	5,63	4,67	0,97	2,95	6,06	2,91	1,79	5,83	5,83	7,44	5,12
Na ₂ O	4,32	3,24	3,70	3,80	3,88	3,95	3,50	4,17	3,93	4,24	3,42
K ₂ O	1,34	1,64	1,58	4,05	3,14	3,29	3,74	3,50	3,35	2,51	2,75
P ₂ O ₅	0,06	0,02	н.о.	0,33	0,65	0,23	0,12	0,40	0,63	0,44	0,28
H ₂ O+	н.о.	0,25	н.о.	1,66	2,99	1,37	1,02	1,58	2,25	0,90	1,56
Ппп	0,57	0,41	н.о.	1,31	0,51	1,58	1,81	1,50	2,20	0,60	1,10
Сумма	99,73	99,93	100,11	100,09	99,08	100,03	100,34	100,00	100,01	99,80	99,32
n	7	2	2								
Ni	12	3	13					18	31	28	30
Co	6	2	6					20	15	16	24
Cr	31	10	20					52	41	25	45
V	43	60	21					80	130	120	96
Cu	60	13	22					55	35	94	57
Zn	112	360	270					55	90	120	87

Окончание табл. 28

Окисел	1 (4)	2 (5)	3 (4)	4 (33)	5 (47)	6 (37)	7 (27)	8 (1)	9 (1)	10 (1)	11 (10)
Mo	н.о.	н.о.	н.о.					2	3	3	3
Pb	9	85	150					11	14	27	21
Ag	н.о.	н.о.	н.о.					0,18	н.о.	0,12	0,08
Sn	3	6	3					1	4	44	2
B	7	3	2					10	13	21	13

Окисел	12 (1)	13 (5)	14 (2)	15 (4)	16 (1)	17 (2)	18 (1)	19 (2)	20 (1)	21 (1)	22 (2)
SiO ₂	64,80	57,99	59,30	64,38	68,75	71,55	74,90	74,65	56,36	64,00	67,92
TiO ₂	0,55	1,01	0,97	0,58	0,40	0,26	0,21	0,17	0,50	0,93	0,68
Al ₂ O ₃	16,89	17,58	19,89	16,61	15,80	14,50	12,67	13,30	19,37	19,09	16,83
Fe ₂ O ₃	0,97	2,93	1,88	2,49	1,50	1,38	1,20	1,27	2,65	1,58	2,21
FeO	3,00	4,70	3,89	1,65	0,93	0,73	0,72	0,88	5,14	2,12	1,32
MnO	0,08	0,13	0,09	0,10	0,06	0,05	0,03	0,02	н.о.	0,05	0,02
MgO	1,56	2,93	1,61	1,19	0,20	0,33	0,15	0,18	1,74	1,28	0,82
CaO	3,02	5,49	1,54	1,73	0,56	0,63	0,14	0,17	3,18	3,64	2,32
Na ₂ O	5,24	4,24	1,98	4,90	5,01	4,29	3,93	2,74	3,30	4,06	3,68
K ₂ O	2,84	2,47	4,23	4,14	6,35	5,51	4,95	5,09	2,46	3,06	4,05
P ₂ O ₅	0,26	0,47	0,10	0,22	0,05	0,10	0,03	0,07	н.о.	0,22	0,09
H ₂ O+	0,26	н.о.	2,32	1,81	н.о.	н.о.	0,54	0,55	2,09	1,22	0,20
Ппп	0,20	н.о.	1,91	н.о.	н.о.	н.о.	0,50	0,50	1,70	0,12	0,08
Сумма	99,75	99,84	99,71	99,70	99,39	99,30	99,97	99,59	99,80	100,57	100,82
n		4	2	4	1	2	1	2			
Ni	31	37	47	17	9	11	11	10			
Co	13	19	16	6	1	3	1	2			
Cr	85	66	59	17	17	26	25	25			
V	81	121	140	54	22	32	51	32			
Cu	24	32	25	17	14	15	12	18			
Zn	64	88	84	70	69	32	41	48			
Mo	1	3	2	2	2	3	2	1			
Pb	23	23	9	27	33	32	29	21			
Ag	0,05	0,07	н.о.	0,07	0,07	0,10	0,11	н.о.			
Sn	2	3	3	2	3	3	3	4			
B	9	18	25	12	22	21	9	17			

Примечание. Иншань-Яньшанский вулканический пояс, Восточно-Гиринская зона, структура Тунтяньин, андезитовая формация, ванцинский комплекс: 1 - андезит; 2 - дацит; 3 - липарит; Восточно-Центральная зона Сухунту, андезитовая формация: 4 - андезито-дацит (Сюй Чжичан, 1985); Западная зона Сухунту: 5 - андезито-базальт (Сюй Чжичан, 1985); Гирин-Ляодунская зона, андезитовая формация: 6 - андезито-дацит (Сюй Чжичан, 1985); Чжангуаньцайлин-Лаоелинская зона: 7 - дацит (Сюй Чжичан, 1985) Большехинганский вулканический пояс, трахитбазальтовая формация: 8 - трахитбазальт; 9 - трахиандезито-базальт; Андезит-трахиандезитовая формация: 10 - базальт, глиноземистый; 11 - андезит; 12 - дацит; 13,14 - трахиандезит; 15 - трахидацит; 16 - трахилипарито-дацит; Липарит-трахилипаритовая формация: 17 - трахилипарит; 18 - липарит; лейкогранитная формация: 19 - лейкогранит; Диорит-монцогранодиоритовая формация: 20 - диорит; 21 - монцодиорит; 22 - монцогранодиорит.

Средние содержания макроэлементов в магматических породах
Пинцань-Янцаньского и Большехинганского вулканических поясов
Амурского геоблока

№ п/п	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Y
1 (4)	93	532	549	88	3	31	31	21	9
2 (2)	н.о.	416	988	91	7	28	24	8	10
3 (1)	н.о.	198	304	74	1	23	46	24	4
4 (1)	33	934	1239	216	14	33	39	26	19
5 (1)	25	771	1275	370	15	35	102	31	31
6 (1)	57	1223	807	284	19	29	65	24	24
7 (1)	3	561	827	198	8	35	49	27	10
8 (1)	в.о.	687	909	162	6	29	39	1	1
9 (2)	16	870	1206	311	13	58	94	43	15
10 (1)	87	311	1667	211	24	29	68	29	13
11 (3)	35	432	1624	330	10	36	60	33	13
12 (1)	64	162	2447	481	28	65	104	56	14
13 (2)	33	163	1214	76	10	53	53	26	10
14 (2)	65	16	137	188	20	45	51	16	2
15 (1)	39	119	673	122	21	52	70	44	14

Примечание. Иншань-Яншаньский пояс. Восточно-Гиринская зона, андезитовая формация: 1 – андезит; 2 – дацит; 3 – липарит. Большехинганский пояс, трахибазальтовая формация: 4 – трахибазальт; 5 – трахиандезито-базальт; андезит-трахиандезитовая формация: 6 – базальт; 7 – андезит; 8 – дацит; 9 – трахиандезит; 10 – трахиандезит, роговообманковый; 12 – трахилипарито-дацит; 13 – трахилипарит; 14 – липарит; 15 – лейкогранит. В скобках дано число анализов.

Цинлинский вулканический пояс охватывает широкую полосу вдоль структурного Цинлинского шва (зоны сочленения Северокитайского щита и платформы Янцзы) в результате индосинийских движений (зоны столкновения Сюго-Масинь и Шаньян-Тучэн) [Wang, 1984], глубинных разломов, активизированных в яньшаньский этап (Фэнчжэнского, Чанцзянской зоны дробления), южных краевых разломов сбросовых глыб и др. [Вэнью и др., 1983; The Geology..., 1986; и др.]. Большая часть западного фланга пояса представлена либо осадочными впадинами (Ланьчжоу и др.), частично угленосными, либо интрузивными массивами яньшаньских гранитоидов, развитых в приразломных поднятиях (к югу от поднятия Дабэшань).

Восточнее сбросовой глыбы Тайхан (Дабэшанское поднятие) Цинлинский пояс, там где он налегает на прогиб Нижней Янцзы, сложенный осадочным комплексом (синий – средний триас), представлен линейными рифтогенными впадинами, расположение и конфигурация которых определяется глубинными разломами субширотного или северо-восточного на-

правлений, а также их пересечением. Главными разломами этой части являются система разломов Тяньлу и система разломов Цинлинского шва – Фэнчжэнский и серия других более мелких разломов, параллельных им. Фундаментом, на котором располагаются впадины, являются структуры депрессии Нижней Янцзы, залегающие на архейских и протерозойских метаморфических породах северной части параплатформы Янцзы и активизированной южной части Северо-Китайской платформы. Главными структурными элементами этой части пояса являются рифтогенные впадины, наиболее типичным представителем которых является впадина Нинью, а также другие более мелкие.

Детальные работы, проведенные в последние годы, позволили получить новые данные по геологии и металлогении этих структур и выделить новые типы оруденения (тип Янцзы и т.д.) [Ishihara et al., 1985; Qi et al., 1986].

Заложение вулкано-тектонической депрессии впадины Нинью произошло вдоль серии разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Нижняя часть бассейна сложена кластическими (молассовыми) образованиями средне-позднетриасового возраста, представленных часто морскими и эвапоритовыми образованиями общей мощностью более 2000-3000 м. Верхняя часть терригенного разреза (~ 1000 м) сложена толщей конгломератов, песчаников (Цзиханшаньская группа) с прослоями андезитовых туфов. В результате яньшаньских движений вся эта мощная толща (3-4 км) смята в складки, рассечена разломами и перекрыта вулканическими породами яньшаньского этапа магматической активизации.

Разрез вулканогенных образований впадины Нинью представлен четырьмя магматическими комплексами, возраст которых по данным калий-аргонового метода соответствует диапазону от готерива до турона. Весь комплекс пирокластических, лавовых, экструзивно-интрузивных образований перекрыт красноцветными песчаниками позднего мела (Маастрихт-даний), которые в некоторых местах интродуцированы щелочными авгит-оливиновыми базальтами и фонолитами, предположительно палеогенового возраста. Этот разрез вулканических образований является – наиболее типичным для восточной части пояса континентального блока платформы Янцзы.

По химическому составу вулканыты трех возрастных комплексов (125-127, 120-121 и 104-91 млн лет соответственно) могут быть отнесены к трахиандезитовой серии с тенденцией, в основных типах, к шошонитовой, а субвулканические и интрузивные образования – к андезит-трахиандезитовой серии, имеющей переходный тип, свойственный структурам рифтогенного характера, щелочные базальты – к щелочно-базальт-фонолитовой серии континентальных рифтовых структур центрального типа (табл. 30-33).

Таблица 30

**Вулканические и субвулканические породы бассейна Нанцзин-Вуху (Ниньцзю)
(Li, Tao et al., 1989)**

Вулканические породы (млн лет)	Субвулканические породы (млн лет)	Интрузивные породы (млн лет)
3 цикл, комплекс наняньшаньян		
Щелочные трахиты, фонолит 110-108 *	Лейцитовый порфир-гайюнт, эгирин-авгит 105,9-91,6 *	Щелочной гранит 106,9-99,7 *
2 цикл, комплекс бантошаньян		
Трахит авгитсодержащий, андезит 114 **	Трахитовый порфир, сменит- порфир	Гранодиорит
Комплекс хушаньян		
Андезит-дацит 116,6	Андезитовый порфирит, дацит	-
1 цикл, комплекс даваншаньян		
Андезито-базальт, андезит, трахиандезит 122,7 **	Габбродиорит, габбродиорит- порфир 125,1-120,1 **	Кварцевый монзонит 125,1-122,6 **
Комплекс лонваншаньян		
Роговообманковые андезито- базальты, трахибазальт, трахиандезит, андезит 123,6-126,1 ***	Андезито-базальтовый порфир, трахит-порфир	-

Примечание. * – определения пород Rb-Sr изохронным методом; ** – определения по породе K-Ar методом; *** – оценка по биотиту нейтронно-активационным и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами.

Таблица 31

**Состав гранитоидов и геохимическая характеристика полихромных массивов
Цинлинского пояса (Chen et al., 1989)**

Оксид, элемент	1	2	3	4	5
SiO ₂	66,61	65,55	63,1	76,55	54,06
TiO ₂	0,49	0,47	0,50	0,12	0,91
Al ₂ O ₃	15,45	14,89	16,11	12,19	16,00
Fe ₂ O ₃	1,60	1,68	1,58	0,92	3,06
FeO	2,21	1,97	3,17	0,51	3,70
MnO	0,06	0,12	0,07	0,02	0,13
MgO	1,88	1,94	2,17	0,16	5,61

Окончание табл. 31

Оксид, элемент	1	2	3	4	5
CaO	3,70	3,47	3,84	0,80	6,46
Na ₂ O	4,21	4,13	4,51	3,51	4,80
K ₂ O	3,21	3,24	2,35	4,81	1,49
P ₂ O ₅	0,21	0,21	1,56	0,04	0,53
H ₂ O	0,80	1,06	1,64	0,23	2,03
Co ₂	0,14	н.о.	н.о.	0,07	н.о.
SO ₂	н.о.	0,47	0,22	н.о.	0,44
Ппп	н.о.	1,46	1,46	н.о.	1,34
Сумма	99,47	100,66	100,83	99,66	100,10
Возраст (млнлет)	86	90	106-123	94	215
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,07069	0,7086	0,7059		
Rb	50				
Sr	913				
Sn	2,5				
F	501				
Cl	267				
Rb/Sr	0,054				
K/Rb	300				

Примечание. Гранитоиды Нанцзянский холмов: 1 - гранодиорит; 2 - гранодиорит-порфир; 3 - монцогранодиорит-порфир; 4 - ггранит; 5 - диоритовый порфир.

Таблица 32

Содержания микроэлементов в гранитоидах полихронных массивов Цинлинского пояса (Shu et al., 1989)

Элемент	1	2	3	4	5
La	29,84	43,48	24,73	36,66	37,4
Ce	61,87	97,69	70,89	89,53	90,0
Pr	6,42	11,59	6,70	9,93	9,9
Nd	21,43	42,86	20,57	36,01	35,7
Sm	5,17	11,21	6,09	9,48	7,3
Eu	1,04	0,30	0,29	0,34	1,5
Gd	4,34	13,88	5,89	11,27	6,8
Tb	0,75	2,47	1,11	2,13	0,8
Dy	3,48	17,43	9,58	14,81	6,5
Ho	0,61	3,58	1,75	2,62	1,4
Er	1,39	8,75	5,07	6,82	3,6
Tm	0,25	1,66	1,05	1,14	0,8
Yb	1,23	8,34	5,97	7,02	3,6
Lu	0,22	1,49	0,96	1,06	0,8
Y	13,88	110,24	58,27	78,74	-

Окончание табл. 32

Элемент	1	2	3	4	5
δEu	0,72	0,08	0,16	0,11	0,7
REE	138,08	264,73	160,53	228,81	206,1
LREE	125,83	207,13	129,15	181,97	181,8
HREE	12,25	57,60	31,38	46,97	24,3

Примечание. 1 – граводиорит, Тайпинский массив; 2,3 – гранит, Хуашаньский массив; 4 – гранит, Чизилинский массив; 5 – гранитоиды массива Таньлу, Чжезяньское звено Восточно-Китайского вулканического пояса.

Таблица 33

Содержания микроэлементов (г/т), данные изотопов
в породах впадины Нишью (Li Tao et al., 1989)

Элемент	1	2	3	4	5	6
Ni	15	17	15	15	-	-
Co	34	28	24	-	-	-
Cr	40	39	59	-	-	-
V	257	167	208	-	-	-
Cu	34	17	70	-	-	-
Zn	123	132	-	-	-	-
La	18,4	19,9	19,5	-	-	-
Ce	39,1	41,35	40,7	-	-	-
Pr	4,41	5,14	4,92	-	-	-
Nd	20,9	20,6	19,7	-	-	-
Sm	4,51	10,07	4,23	-	-	-
Eu	1,45	1,28	1,25	-	-	-
Gd	4,83	3,96	4,23	-	-	-
Tb	0,85	0,45	0,57	-	-	-
Dy	3,82	2,82	3,37	-	-	-
Ho	0,85	0,80	0,94	-	-	-
Er	2,16	1,55	2,03	-	-	-
Tm	0,15	0,53	0,48	-	-	-
Yb	1,93	1,45	1,092	-	-	-
Lu	0,30	0,22	0,31	-	-	-
Y	198,7	19,0	17,6	-	-	-
δEu	0,95	0,77	90	-	-	-
LREE/HREE	6,08	7,8	6,5	-	-	-
REE	103,36	104,07	13,85	-	-	-
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	-	0,7056	0,7055	0,7063	0,7062	0,7045

Примечание. Даньвагшаньский комплекс: 1 – габбродиорит-порфир; 2 – то же; 3 – роговообманковый андезит; 4 – гранодиорит. Наньяншанский комплекс: 5 – фоволитовый туф; 6 – базальт (палеоген, 60 млн лет).

В качестве общей петрохимической особенности следует подчеркнуть, что эти комплексы магматических образований относятся к магнетитовой серии, отличающейся высокой степенью окисленности и отсутствием в нормативном составе содержания корунда, даже в гранитоидных фазах. Со структурами центрального типа связаны стратиформные и жильные месторождения меди, свинца и цинка, а также магнетитовые скарны (тип Янцзы и тип Даян).

Помимо описанных выше вулканогенных структур в пределах пояса, особенно вблизи рифтов, известны трещинные тела гранитоидов (А-тип), которые возникают по периферии рифтогенных структур, в зонах сжатия, сопряженных с формирующимся центральным рифтом. Примером могут быть гранитоиды рифта Тайхан, которые начали формироваться в конце юры – начале мела (160-150 млн лет) и сопровождалась внедрением базальтоидов толеитового состава и габброидов. В более позднее время параллельно ему сформировался разлом Линьфэнь-Таюань (140 млн лет), а внедрение гранитоидов по трещинам относится к более позднему возрасту (100—60 млн лет).

Западнее вдоль субширотных разломов трассируются вулканотектонические депрессии и цепочки интрузий, экструзий и субвулканических массивов, главная часть которых может быть отнесена к порфировой формации (по Ю.А. Кузнецову). Основная часть их вытянута вдоль так называемой "Цинлинской оси – системы разломов вдоль южного края Северо-Китайской платформы и кристаллической структуры Ланцяо-Луаньчуань, приуроченных к поясу позднедокембрийских сланцев параплатформы Янцзы. Депрессии выполнены раннемеловыми осадочными и вулканогенными породами, базальт-андезит-риолитовым комплексом и ассоциирующихся с ним вулканогенными массивами диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых сиенитов, монцонитов, гранодиоритов. Наиболее обширные депрессии сопряжены с пересечением субширотной (система Янцзы) и субмеридиональной (система Таньлу) зон разломов (депрессия Даэ). Интрузивные массивы в целом имеют субширотное простирание.

С вулканогенными комплексами этой субширотной структуры связаны месторождения железа, меди, молибдена, вольфрама, полиметаллов, большая часть из которых относится к порфировому типу (Mo, W, Cu, Pb, Zn), а другая (Fe) – к контактово-метасоматическому (тип Янцзы). Согласно данным абсолютных возрастов (K-Ar и Rb-Sr) среди магматических образований могут быть выделены три возрастных группы: раннеяньшаньские (170–140 млн лет) среднекислые интрузии, с которыми связаны месторождения Cu, Fe, Mo и W; среднеяньшаньские, пересыщенные глиноземом гранитоиды (140–120 млн лет); позднеяньшаньские экструзивные дайки и кальдерные комплексы порфировой формации в пределах вулканоструктур (120—90 млн лет), с которым связаны обширный комплекс

рудной минерализации Mo, W, Cu, Fe, Au, S, Pb, Zn, Ag, особенно месторождения молибдена (молибденовый пояс восточного Цинлиня).

Отмечается петрогеохимическая специализация вулкано-интрузивных комплексов: высокая щелочность, высокое содержание элементов рудного профиля, а также фтора и хлора, Sr, Ba, Cr, Ni, низкое отношение Rb/Sr и изотопов стронция (~ 0,7050-0,7080), повышенная степень окисленности [Shu, 1984].

При рассмотрении геологической позиции пограничных поясов было обращено внимание на их структурное единство: все они размещаются вдоль сутурных линий, которые возникали на стыке геоблоков, "спящих" в период консолидации Евразийского континента (T_3 - J_2), а затем активизированных в позднем мезозое. Намечается три этапа магматизма: поздняя юра – неоком (140 млн лет), неоком-баррем (140-120 млн лет) и апт-сеноман-сантон (120 -70 млн лет). Эти фазы активизации в геоблоках Востока Азии проявились не везде одинаково. Ранняя (раннеяньшаньская) наиболее полно проявилась в Цинлинской сутурной зоне между блоками Южно-Китайским (параплатформа Янцзы) и Центральным (Северо-Китайская платформа); средняя и поздняя фазы достаточно активны во всех блоках, особенно в Амурском (в поясах Большехинганском и Огоджинско-Умлеканском).

Активность магматизма в пограничных поясах прежде всего определялась автономной тектонической активностью блока и межблоковыми движениями. Вдоль западного края Амурского геоблока на западе с Аргунским сформировался протяженный и широкий пояс Большого Хингана в форме рифтогенного прогиба большой мощности главным образом среднеосновного состава и в виде эффузивно-пирокластических фаций, практически лишенных интрузивных аналогов.

В широтных поясах (Огоджинско-Умлеканском, Иньшань-Яньшаньском и Цинлинском) рифтоподобные прогибы (с преобладанием покровных фаций) характерны либо на крайнем востоке, либо на западе поясов (грабен Сухунту и Ванцин и для Иньшань-Яньшаньского, Верхнеселемджинская для Огоджинско-Умлеканского). Однако для Цинлинского пояса рифтоподобные прогибы свойственны почти на всем протяжении с запада на восток (впадина Восточных Цинлинских гор, впадина Даэ, Нижняя Янцзы).

Следует отметить, что в сутурных поясах не известны плутонические пояса, преобладают вулканические и вулкано-плутонические комплексы главным образом в рифтовых прогибах.

Эволюция магматизма определялась главным образом поступлением глубинных расплавов при минимальном влиянии коровых процессов в основном на поздних стадиях. Ранние фазы представлены базальт-андезитовыми и андезитовыми расплавами, поздние – среднекислыми и кислыми. Основная масса пород эффузивно-пирокластических и интрузивных относится к известково-щелочной серии, но известны щелочные и

субщелочные шошонитовые серии. Петрохимические типы имеют черты регионального характера. Для Амурского геоблока и той части поясов, которая заложена на его "переработанной" активизированной окраине, свойствен средний несколько повышенный уровень щелочности главным образом натрового типа. Проявлена шошонитовая тенденция среди среднеосновных пород интрузивной и эффузивной фаций.

Для Центрально-Китайского геоблока (Северо-Китайская платформа), на южной окраине которого заложена основная часть Цинлинского пояса (табл. 31-33), свойственна высокая щелочность (как натрового, так и калиевого характера), наличие трахиандезитовой и шошонитовой серий для нижней части разреза и трахибазальт-фонолит-трахитовой серии для верхней.

Эта тенденция наследуется и в более поздних кайнозойских базальтоидах. Данные изотопных соотношений стронция, а также петрогеохимические данные показывают, что влияние корового материала было весьма ограничено. Это же показательно и для интрузивных образований, которые по петрогеохимическим характеристикам могут быть отнесены к гранитоидам типа.

В целом, сравнивая петрохимический профиль магматических пород по геоблокам на основе средних данных (с учетом объемных соотношений), ставших доступными благодаря детальным работам последних лет (Сэй Чжиган, 1985 г.; Chen Guoda, 1981 г.), можно выявить своеобразие составов для каждого геоблока. Для Амурского блока характерен андезит-дацитовый состав магм с соотношением $Na/K = 1,0$, высокой глиноземистостью (корунд-нормативный состав), для Центрального геоблока – более основной тип магм – андезитовый, субщелочной (натрово-калиевый) с тенденцией к шошонитовой серии по петрохимическим и геохимическим параметрам. Южная часть Цинлинского пояса, наложенная на Южно-Китайский блок (параплатформа Янцзы), характеризуется более кислым и более калиевым составом магм, что их приближает, по другим параметрам, к вулканитам Амурского геоблока.

Металлогенический профиль пограничных поясов определяется минерализацией с Mo, Cu, Fe, Au и частично W. Наиболее интересным в этом отношении является молибденовый пояс Цинлинской сутурной зоны Китая и золото-молибденовый пояс Огоджинско-Умлеканской вулканической структуры севера Бурейнского массива. Первый имеет большое промышленное значение. В пределах его размещены крупные месторождения [The Geology..., 1986; и др.].

Глава 3

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ СЕРИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

При анализе петрохимических составов пород вулканических и плутонических комплексов постоянно присутствовал вопрос о принадлежности пород этого региона к петрогеохимическим сериям, тем более учитывая весьма разнообразную структурно-геодинамическую обстановку их проявления. Как правило, критериями такой оценки являются концентрации петрогенных окислов и малых элементов. В связи с этим весьма показательными являются составы вулканогенно-экструзивных и интрузивных образований структурных подразделений Востока Азии, их блоковое строение формы проявления – депрессии, сводовые поднятия и т.д. Состав таких пород детально рассмотрен в предыдущих главах, посвященных описанию комплексов по зонам, поясам и другим структурам, где даны наиболее индикаторные концентрации элементов (например, Nb, Ba и др.), а также важные соотношения отдельных элементов, определяющих их генетические особенности [Pearce et al., 1977; Pearce, 1987, 1982; и др.].

В этом разделе весьма кратко рассматриваются особенности состава вулканических пород, так как в предыдущих работах более полно и более объемно такой анализ был сделан [Сахно, 1976, 1994; Вулканические пояса..., 1984; Тихоокеанская окраина..., 1991; Белый, 1977, 1978] как в целом по отдельным звеньям, так и более детально по отдельным структурам [Мартынов, 1983; Михайлов, 1989; Попов, 1986; Полин, 1990, Полин, Молл-Столкап, 1999; и др.].

Следует подчеркнуть, что еще в более ранних публикациях по фронтальным вулканическим поясам и зонам (внутриконтинентальным – Баджальской, Надань-Хада-Бикинской, Больше-Хинганской и др.) подчеркивалось, что по ряду петрохимических особенностей породы внутриконтинентальных вулканических поясов отличаются от пород субдукционного петрогеохимического типа, свойственные как современным островным дугам, так и андийского вулканизма. В последние годы, на основе современных геохимических исследований (REE, изотопных – стронция, неодима и т.д.) подтвердился этот тезис, особенно для тех вулканических зон, что располагаются в пределах древних микрократонов, либо по границе с ними [Сахно, Моисеенко, 2001]. Более детально этот феномен будет рассмотрен далее.

В окраинных поясах и структурах депрессионного характера (прогибах, грабенах и т.д.), особенно в тех, где отмечается широкое развитие по-

кровов базальт-андезито-базальтового состава, основным петрохимическим типом являются высокоглиноземистые разновидности, для которых свойственны плагиоклаз-двупироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые ассоциации вкрапленников. По петрохимическим, минеральным и геохимическим особенностям они относятся к известково-щелочной серии. Наиболее показательным в этом отношении поведение таких петрогенных элементов, как K_2O , TiO_2 и микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Rb, Sr, Ba и др.). Сравнение базальтов известково-щелочной серии по отдельным вулканическим поясам и зонам по латерали и в вертикальном ряду выявляет общую тенденцию — увеличение щелочности (особенно калия) от ранних циклов к поздним и от фронтальных зон к тыловым. В этом же направлении увеличивается содержание некогерентных элементов.

Сопоставление базальтов и андезитов раннего цикла по поясам и зонам позволяет утверждать:

1) о петрогеохимических чертах сходства пород известково-щелочной серии в окраинных поясах. Но отмечаются определенные вариации, особенно это касается некогерентных элементов:

2) породы известково-щелочной серии окраинных поясов и вулканиты энсиалических дуг (при общих чертах подобия) обнаруживают и определенные различия, которые выражаются соотношением V/Ti, Ni/Co, изотопов стронция, а также уровнем концентрации некогерентных элементов. Наиболее ярко это различие проявлено на диаграммах распределения элементов, нормированных по MORB [Pearce, 1982];

3) кислые породы, особенно игнимбриты "больших объемов" (первого цикла), относятся к известково-щелочной серии, для которых устанавливается устойчивый петрохимический профиль: для липарито-дацитов игнимбритов и туфов внутренних зон при повышенной калиевости характерны низкие содержания рубидия, стронция и сравнительно низкие стронциевые отношения ($Sr_1 = 0,70540-0,70590$). Но во внешней зоне в этих же породах повышается содержание рубидия, а $Sr_1 = 0,70580-0,70780$ и более [Котляр, 1986; Tao et al., 1988; Qi, 1988; и др.].

Содержание элементов в породах пояса зависит от структур фундамента, на котором он заложен (кристаллические массивы, складчатые зоны и т.д.), что говорит о влиянии ассимиляционных процессов при генерации кислых магм. Но как показывают геологические и геохимические данные, а также результаты изотопных определений эффект гибридности не является главным фактором петрохимического профиля формации игнимбритов "больших объемов".

Породы кальдерного этапа также относятся к известково-щелочной серии с общей тенденцией повышения щелочности и особенно содержания калия в кремнекислых фазах. В породах этого этапа еще в большей степени проявлена латеральная изменчивость петрогеохимического состава. В ты-

ловых структурах вместе с повышением содержания калия растет концентрация рубидия, повышается изотопия стронция [Котляр, 1986; Тао et al., 1988; и др.]. Во фронтальной зоне как в средне-основных, так и в кислых фазах отмечаются низкие отношения Rb/Sr. Изотопные отношения стронция для Сихотэ-Алинского пояса для внутренней зоны колеблются в небольших пределах – $Sr_1 = 0,70520-0,70530$ или $Sr_1 = 0,70390-0,70610$ (по данным Л.Г.Филимоновой). Во внешней зоне первичные изотопные соотношения несколько повышенные: в кислых вулканитах – $0,70601-0,70603$; в интрузивных фазах вулcano-плутонических серий: в гранитоидах – $0,70330-0,70460$, в гранитах – $0,70550$, а в лейкогранатовых гранитах – $0,72190-0,73300$ (Охотского-Чукотский пояс) [Котляр, 1986].

Повышение Sr_1 в вулканитах внешних зон является не всегда обязательным и чаще не зависит от повышения кремнекислотности пород и концентрации рубидия в них. Подобная особенность отмечается и для других регионов вулканитов Циркумпацифики (Каскадных гор Северной Америки, вулканических поясов Чилийских Анд [Dostal et al., 1977; Noble, 1975; Филимонова, 1986; и др.].

Породы третьего цикла представлены двумя сериями бимодального вулканизма. Породы нижней серии относятся в высококальциевым известково-щелочным типам и являются переходными к K-Na субщелочным и щелочным сериям [Полин, 1990; Вулканические.... 1984].

Интрузивные фации комплексов представлены многофазными массивами: габброиароловые ортоклазово-кальциевые граниты и граниты А-типа (Колбинский, Санкукский и др. массивы Нижнего Приамурья; формация Шамао-Шань Юго-Восточного Китая; серия Масан Пусанского пояса Южной Кореи и др.).

Для пород нижней контрастной серии характерен петрогеохимический профиль с изотопными соотношениями стронция и неодима в базальтах, близкими к мантийным ($Sr_1 = 0,70350-0,70510$). А в габбро ($Sr_1 = 0,70450-0,70580$, $Nd = 0,51263$; [Тао et al., 1988]) и в кремнекислых фазах ($Sr_1 = 0,70517-0,70815$) они выше.

Верхняя контрастная серия представлена щелочной натровой серией, где более ранняя базальтовая фаза менее щелочная, а кремнекислая фаза может быть отнесена к щелочной серии (комендиты, пантеллериты, щелочные арфведсонитовые граниты Восточной Чукотки; Нелькобинский массив Охотского сектора; формация Тяньшань Юго-Восточного Китая; колчанский комплекс Северного Сихотэ-Алиня и т.д.). Они характеризуются пестрым микроэлементным составом и изотопными соотношениями: для базальтов $Sr_1 = 0,70357-0,70411$, для кислых пород – $Sr_1 = 0,70461-0,70529$.

Щелочные граниты (арфведсонитовые) характеризуются более высоким соотношением стронция ($0,70765$). Для базальтов Юго-Восточного Китая они равны $Sr_1 = 0,70810$ и $Nd_1 = 0,51209$ [Тао et al., 1988; Lu, 1986; и др.).

В окраинных поясах в различных структурах в высококальциевых известково-щелочных сериях обнаруживается проявление шошонит-латитовой тенденции. При этом наиболее ярко это проявлено в тыловых (внешних) зонах. Характерным примером является Широкопадинская вулканоструктура и Кавалеровская рудно-магматическая система, в которых наиболее ранние монзонитонды (Арагатский и Березовский массивы) и эффузивы (трахиандезиты, латиты) представляют собой вулканоплутонический комплекс шошонит-латитовой серии, со свойственными для этих пород петрогеохимическими особенностями [Тихоокеанская..., 1991; Сахно и др., 1994; и др.]. Эта же тенденция прослеживается и в более поздних фазах магматизма – в вулканитах сияновского, богопольского комплексов кислото состава, а также в базальтах завершающих фаз, близких аналогах сузовского комплекса с устойчивым высоким содержанием бария, стронция, повышенной концентрации калия.

"Сквозной" характер эволюции этой серии свойственен не только породам в структурах Восточного Сихотэ-Алиня, но и прослежен в некоторых тыловых зонах окраинного пояса Юго-Восточного Китая [Qi, 1986; Тао et al., 1988; и др.]. Чаще всего такие структуры являются рудоносными. Развитие шошонитового магматизма в тыловых зонах и приуроченность его к окраинным частям кристаллических массивов, возможно, указывает на определенную роль сиалического цоколя в генезисе шошонитов.

Магматические серии внутриконтинентальных поясов и зон в целом также относятся к известково-щелочной серии. Но как отмечалось ранее [Сахно, 1963, 1974, 1976; Сухов, 1976; и др.], сопоставление составов магматических пород по геоблокам позволяет сделать следующие выводы. Породы Амурского и Южно-Китайского геоблоков относятся к более кремнекислым, глиноземистым (корундонормативным) и калиевым типам. Шошонитовая тенденция проявлена во всех породах в большей или меньшей степени в пределах крупных сводовых поднятий (Баджальская, Ям-Алинская и др.). В депрессионных структурах – линейных грабенах и впадинах в покровных фациях, она отсутствует, но проявляется в экструзивно-субвулканических фациях, развитых на поднятиях по бортам (хребет Нонни, Юринские трещинные тела монзонитондов и др.) [Сахно, 1961, 1965; и др.]. Более того, в депрессионных структурах проявлена толентовая тенденция как в основных, так и в кислых фациях раннего цикла (станолитская и солонечная свиты Тьрминской структуры: лакский комплекс Пачанской депрессии; свита тунтяньи впадины Ванцин и др. Восточной части Иншань-Яншаньского пограничного пояса и т.д. [Сахно, 1965, 1976; Максимов, 1984; и др.]. Это выражается не только в содержании петрогенных окислов (повышением железистости, снижении общей щелочности и особенно калия по мере роста кремнекислотности и т.д.), но и в минеральном составе, составе газов, в распределении микроэлементов и т.д. [Вулканические..., 1984].

Сравнение магматических пород Амурского и Южно-Китайского геоблоков показало и определенные отличия: породы Амурского геоблока более известковистые и более магнезиальные. При этом в северо-восточном направлении вдоль оси пояса от зоны к зоне их содержание повышается, но снижается общая щелочность и растет натровость в составе щелочей. Эта особенность наиболее ярко проявлена в составе кислых вулканитов позднего цикла в вулканических зонах Амурского геоблока, Бикинского пояса и т.д. [Сахно, 1965, 1976; и др.]. Наиболее ярко это проявлено при анализе микроэлементов и REE в вулканитах (табл. 34а, б).

Таблица 34а

Представительные анализы магнезиальных андезитов позднемезозойских комплексов впадин и грабенов Амурского кратона (мас. %)

Компонент	801/2	809/6	1414	2621	923/1	963/1	833/7	H-47*	H-465*	803/9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	59,82	59,65	56,87	58,70	58,86	58,08	60,44	56,00	55,90	60,35
TiO ₂	0,32	0,75	0,24	0,77	0,68	0,60	0,86	0,95	0,83	0,77
Al ₂ O ₃	15,53	15,35	16,89	17,36	17,14	15,91	15,11	17,64	16,85	15,43
Fe ₂ O ₃	3,97	3,16	2,11	0,58	3,07	4,50	3,68	2,47	3,19	5,09
FeO	2,93	5,44	4,04	7,39	4,14	2,41	4,05	4,87	4,33	1,71
MnO	0,12	0,24	0,11	0,23	0,24	0,10	0,10	0,14	0,12	0,03
MgO	4,00	3,50	4,23	4,12	3,63	4,03	3,80	3,92	3,87	4,70
CaO	2,83	4,20	7,52	6,56	5,08	5,40	4,85	5,83	5,12	4,65
Na ₂ O	3,26	2,30	3,99	3,41	3,30	4,18	3,74	3,83	3,42	3,2
K ₂ O	0,78	3,48	1,13	1,18	0,75	1,78	2,26	2,33	2,75	0,80
P ₂ O ₅	-	-	0,11	0,16	0,08	-	-	0,42	0,28	0,11
П.п.п	5,20	1,77	2,72	-	2,97	3,23	0,95	1,50	2,30	1,40
H ₂ O	0,05	-	0,68	1,23	-	0,52	0,35	0,90	1,50	0,90
Сумма	99,81	99,95	100,70	99,69	99,84	100,75	100,29	99,90	100,46	99,46
mg	0,50	0,43	0,56	0,48	0,48	0,55	0,48	0,49	0,49	0,58
Ni	50	40	-	47	23	32	78	43	51	30
Co	19	31	-	31	17	22	37	24	13	6
Cr	130	97	-	110	921	100	120	91	85	140
Ni/Cr	0,38	0,41	-	0,43	0,25	0,32	0,65	0,47	0,60	0,21

Компонент	803/10	915/2	135	93/2	1286**	1250**	1249**	1236**	1280**	1276	1928***
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	58,46	55,09	56,28	54,36	61,54	61,62	55,84	59,04	62,06	62,72	56,91
TiO ₂	0,68	0,58	1,27	1,32	0,45	0,67	0,86	0,78	0,46	0,38	0,46
Al ₂ O ₃	17,76	13,29	18,02	17,75	15,76	17,22	16,96	16,96	15,90	15,63	15,16
Fe ₂ O ₃	2,95	8,34	2,66	2,59	3,57	3,74	2,90	1,59	1,41	2,56	1,46

Окончание табл. 34а

Компонент	803/10	915/2	135	93/2	1286**	1250**	1249**	1236**	1280**	1276	1928***
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
FeO	2,33	1,14	4,45	4,12	1,41	1,56	3,71	3,30	2,60	1,56	4,85
MnO	0,06	0,16	0,13	0,14	0,08	0,08	0,02	0,01	0,004	0,005	0,16
MgO	3,74	6,29	3,81	6,14	2,78	3,14	5,10	3,92	2,75	1,86	6,88
CaO	4,52	9,33	7,41	5,71	4,80	5,44	7,35	6,12	4,90	4,49	6,34
Na ₂ O	5,42	2,04	3,20	3,90	3,45	3,94	2,80	3,40	3,40	3,20	2,63
K ₂ O	0,81	0,64	1,05	1,00	2,29	0,66	1,87	2,64	2,20	2,64	1,87
P ₂ O ₅	0,16	0,09	-	-	0,28	0,18	0,26	0,24	0,11	0,10	0,30
П п п	2,86	2,53	0,82	2,92	1,35	0,25	1,30	2,05	3,55	3,85	1,89
H ₂ O	0,17	0,00	0,82	0,58	0,23	0,90	0,90	0,20	0,30	0,55	0,17
Сумма	99,92	99,52	99,92	100,53	97,99	99,40	99,87	100,25	99,64	99,54	99,08
mg	0,61	0,52	0,49	0,65	0,53	0,53	0,59	0,60	0,56	0,57	0,67
Ni	84	170	79	53	100	110	420	200	200	220	130
Co	18	45	27	32	40	36	81	53	40	44	22
Cr	170	130	150	63	170	180	600	240	420	480	400
Ni/Cr	0,49	1,30	0,52	0,84	0,59	0,61	0,70	0,83	0,48	0,46	0,33

Примечание. Грабен Ванцин 1 – пироксен-роговообманковый андезит, 2 – дайка роговообманкового андезита, Тьрмо-Гуджальская впадина 3–5, 12 – роговообманковый андезит (1919 – покров, 2621 и 923/1 – экструзия роговообманковых андезитов), Сянкайский разлом, Самурский грабен 6 – роговообманковый андезит, Мулинская впадина 7, 11 – пироксен-роговообманковый андезит, 10 – роговообманковый андезит, Грабен разлома Нэнцзян 8, 9 – роговообманковый андезит Куанский разлом, Пачанский грабен 13, 14 – пироксеновые андезиты, Грабен Селемджинского разлома (северная часть разлома Илань-Итун) 15–21 – роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты

* – пробы из коллекции МС Нагибиной, ** – пробы из коллекции ИИ Фатьянова, *** – пробы из коллекции С О Максимова. Анализы пород (аналитик Л В Недашковская) и определения Ni, Co, Cr (г/т) количественным спектральным методом (аналитик Л И Азарова) выполнены в АЦ ДВГИ ДВО РАН

Таблица 34б

**Содержания микроэлементов (г/т) в магматических породах
вулканических поясов и зон Амурского кратона**

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sc	8,2	5,2	на	на	16,0	16,0	20,0	на	10,0	на
Ti	на	на	на	на	на	на	на	на	31,48	на
V	73,0	36,0	150	на	на	110	130	130	73,7	на
Mn	на	на	на	на	на	на	на	на	610	на
Co	9,9	4,4	24,0	на	на	18,0	16,0	22	16,9	на
Ni	17,0	4,5	43,0	на	на	84,0	17,0	32,0	65,0	на
Cr	36,0	17,0	110	на	на	170	83,0	100	170	на
Cu	на	на	на	на	44,0	на	на	на	40,3	на
Zn	8,82	но	58,2	65,5	78,0	77,2	40,0	50,6	56,7	на

Продолжение табл. 346

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ga	15,1	4,61	17,6	17,0	но	22,2	20,0	18,6	18,1	на
Ge	0,58	0,28	2,0	2,0	но	2,0	1,0	3,0	1,0	на
Rb	39,3	43,7	40,0	55,0	98,0	12,6	36,0	47,4	63,9	26,0
Sr	543	103	546	416	797	614	250	609	257	221
Y	6,75	6,48	24,0	23,1	25,0	11,9	16,2	16,0	13,4	15,0
Zr	60,9	62,3	184	173	318	60,4	75,7	48,7	91,0	22,0
Nb	2,05	1,69	7,00	10,3	12,0	2,34	5,20	3,45	6,00	4,00
Cs	на	на	но	но	40,0	на	на	на	4,0	на
Ba	698	551	835	600	849	215	391	231	430	140
La	16,7	11,0	39,8	26,3	37,0	16,0	20,9	17,0	20,0	7,00
Ce	38,3	28,6	80,4	60,1	77,0	37,0	44,7	37,2	38,1	14,0
Pr	4,23	3,42	9,00	7,00	9,00	4,96	5,26	4,33	5,00	2,00
Nd	16,8	13,5	38,3	31,1	34,0	18,5	19,6	17,7	17,5	9,00
Sm	2,94	2,34	7,00	6,00	6,00	3,59	3,74	3,73	4,00	2,00
Eu	0,82	0,60	2,00	2,00	1,00	1,00	0,99	0,97	1,00	1,00
Gd	2,04	1,72	5,00	5,00	1,00	3,38	3,70	3,39	3,00	3,00
Tb	0,22	0,28	1,00	1,00	5,00	0,46	0,50	0,48	0,31	но
Dy	1,23	1,20	4,00	5,00	4,00	2,43	2,90	2,70	3,00	3,00
Ho	0,28	0,28	1,00	1,00	1,00	0,49	0,61	0,58	1,00	1,00
Er	0,87	0,88	3,00	3,10	2,00	1,35	1,74	1,84	1,00	2,00
Tm	0,09	0,12	0,00	0,00	но	0,21	0,29	0,24	но	но
Yb	0,80	0,86	2,00	3,00	2,00	1,33	1,89	1,60	1,00	1,00
Lu	0,11	0,14	0,00	0,00	но	0,21	0,28	0,29	но	но
Hf	1,83	1,59	5,00	6,00	6,00	2,04	2,32	1,67	3,10	1,00
Ta	0,16	0,18	1,00	8,00	1,00	0,25	0,45	0,37	0,30	но
Pb	но	но	но	но	19,0	но	но	но	22,3	1,00
Th	3,56	3,02	10,2	12,5	12,0	2,80	5,65	4,59	8,17	1,00
U	1,15	0,28	1,00	3,00	3,00	1,18	1,32	1,19	3,00	но
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0,705670		0,704121			0,704730		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁷ Nd								0,512728		
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb			18,412± 0,0015					18,449± 0,0015		
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb			15,552± 0,00135					15,580± 0,00125		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb			38,234± 0,00306					38,415± 0,00307		
К-Аг (млн лет)			91 ± 4							

Элемент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Sc	на	на	на	2,0	7,89	на	на	на	4,16	16,0	13,0
Ti	на	на	на	365	на	на	на	на	на	на	на
V	на	на	на	8,0	29,0	на	на	на	на	360	320
Mn	на	на	на	180	на	на	на	на	на	на	на
Co	на	на	на	1,0	5,9	на	на	на	59,0	59,0	50,0
Ni	на	на	на	2,0	4,4	79,0	53,0	на	350	350	251

Окончание табл 346

Элемент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Sr	на	на	на	на	18	150	63	на	на	460	330
Cu	27,0	59,0	18,0	на	8,75	на	на	84,0	на	69,0	52,0
Zn	на	на	на	17,9	но	72,0	84,0	но	на	127	130
Ga	на	на	на	19,2	19,8	25,0	29,0	на	на	22,6	22,3
Ge	на	на	на	0,70	0,89	1 20	1,70	на	на	2,31	2,03
Rb	13,0	18,0	22,0	369	210	43	33,0	149	80,5	104	63,8
Sr	377	438	499	15,8	117	482	446	82,0	227	495	1333
Y	18,0	18,0	19,0	33,1	32,5	25,0	22,0	25,0	19,8	29,0	36,0
Zr	101	42,0	47,0	56,0	40,4	140	127	28,0	88,2	343	294
Nb	13,0	7,0	10,0	26,0	10,6	11,0	10,0	7,0	но	146	106
Cs	но	на	на	11,8	5 74	на	на	но	на	10,6	11,7
Ba	274	436	323	46,2	724	302	332	652	451	2956	685
La	16,0	13,0	19,0	21,7	33,2	19,0	198,0	23,0	23,7	70,1	70,3
Ce	32,0	27,0	43,0	61,3	78,8	41,0	38,8	48,0	52,6	149	163
Pr	4,0	3,0	5,0	6,0	8,27	5,0	4,95	5,0	6,03	30,6	35,3
Nd	16,0	15,0	21,0	23,3	29,4	21,0	18,2	19 0	21,8	66,0	78,3
Sm	3,00	3,00	5,00	6,00	6,19	4,43	4,34	4,00	4,52	12,0	14,7
Eu	1,00	1,00	1,00	0,23	0,88	1,44	1,51	1,00	1,06	3,57	3,97
Gd	3,00	3,00	4,00	5,00	5,48	3,91	4,12	4,00	3,53	10,4	12,5
Tb	но	но	1,00	1,00	0,83	0,64	0,63	1,00	0,51	1,31	1,60
Dy	6,00	3,00	4,00	5,00	5,04	3,50	4,09	4,00	3,10	5,97	7,69
Ho	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,92	0,97	1,00	0,65	1,01	1,35
Er	2,00	2,00	2,00	4,00	2 89	2,33	2,63	3,00	1,94	2,46	3,28
Tm	но	но	но	1,00	0,48	0,37	0,43	но	0,30	0,32	0,43
Yb	2,00	2,00	2,00	5,00	2,95	2,22	2,47	3,00	1,98	1,68	2,35
Lu	но	но	но	1,00	0,41	0,33	0,43	но	0,32	0,24	0,34
Hf	3,00	2,00	2,00	2,00	1,66	3,89	4,33	1,00	2,75	7,51	6,90
Ta	но	но	но	6,00	0,64	0,74	0,79	но	но	на	на
Pb	5,00	37,0	14,0	30,8	17,5	но	но	37,0	но	10,8	15,3
Th	3,00	3,00	3,00	31,1	12,4	4,33	4,82	10,0	18,9	9,22	8,27
U	1,00	1,00	1,00	5,00	1,52	1,30	1,91	2,00	3,67	2,01	1,79
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,708935			0,71180	0,708840	0,707320			0,708180	0,706101	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁷ Nd	0,512303				0,512501	0,512584				0,512746	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,493± 0,00111					18,422± 0,00348				18,509± 0,0006	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,5926± 0,00094					15,541± 0,00303				15,5815± 0 0005	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,292± 0,0023					38,285± 0,00712				38,514± 0,0012	
K-Ar (млн лет)										117-121	

Примечание. 1-5 - андезиты Большехинганского пояса, 6-13 - андезиты и базальты Малохинганского пояса Среднего Приамурья, 14-21 - Баджальская зона 14 - гранит, верхнеурмийский комплекс, 15 - кристаллогранит, баджальский комплекс, 16-18 - андезиты и андезито-базальты, амутский комплекс, 19 - андезито-дацит, лакский комплекс, 20, 21 - пикриты, даянский комплекс

Для внутриконтинентальных поясов отсутствует латеральная зональность. Но проявлена осевая.

Для пород Центрально-Китайского блока характерен несколько иной петрохимический профиль – развитие субщелочных K-Na и щелочных натровых серий. На диаграмме Rb-Y+Nb и Rb-Y+Ta они попадают в поле пород внутриплитных ассоциаций [Pearce, 1984].

Изотопные данные дают основание считать, что базальты и особенно кислые породы контаминированы коровым материалом. В базальтах Амурского геоблока величина соотношения $Sr_1 = 0,70697-0,70812$, в экструзивных выше – $Sr_1 = 0,70820$, в латитах равна $Sr_1 = 0,70653$, в кислых породах – $Sr_1 = 0,70884$, а в гранитах наиболее максимальная – $0,71400$. Одной из особенностей средних и основных вулканитов геоблоков является низкое содержание рубидия (Rb = 10-40 г/т), но повышенные – бария, что отличает их от пород окраинных поясов. Наиболее ярко это проявлено в породах Амурского геоблока.

Таким образом, в континентальных поясах Востока Азии доминирующей серией магматических пород является известково-щелочная. В процессе эволюции от цикла к циклу повышается щелочность и они могут быть отнесены к высококальциевой известково-щелочной серии, а по геохимическим параметрам – к внутриплитным образованиям. Щелочные серии появляются, в основном, в тыловых внешних зонах в составе верхней контрастной серии. Пикрит-щелочно-базальтовая серия проявлена крайне ограниченно, в форме трещинных тел пикрит-щелочно-базальтового состава или мелких сильнодифференцированных массивов по периферии крупных сводовых поднятий "на эмбриональном" этапе их формирования (даянский комплекс, Баджалская зона) [Максимов, 1978]. На заключительных этапах вулканизма внутриконтинентальных поясов в геоблоках с древним архейским фундаментом (щелочно-базальт-фонолитового комплекса Центрально-Китайского массива) K-Na субщелочная серия в ходе эволюции не имеет структурно-геологической и временной "привязки" и также как и в островных дугах, не является индикаторной.

Шошовит-латитовая формация, как правило, тяготеет к обрамлению стабильных структур (массивов, областей древней консолидации и т.д.). Шошонит-латитовая тенденция наиболее ярко проявлена во внутриконтинентальных поясах. В Амурском блоке, при сравнительно низком содержании калия в расплавах, тем не менее отмечается его высокая активность, что и определяет шошонитовую тенденцию. В окраинных поясах шошонитовая серия больше тяготеет к тыловым "приконтинентальным" структурам, где они иногда имеют "сквозной" характер развития.

Сопоставление известково-щелочных серий внутриконтинентальных и окраинных поясов выявляет своеобразный геохимический тип вулканизма внутриконтинентальных зон – бариевый профиль кислых пород при

относительно низких содержаниях стронция. Наиболее ярко это характерно для пород тех геоблоков, для которых была проявлена многократная магматическая активизация в фанерозое (Амурский геоблок).

В вулканических поясах внутри блоков в отличие от окраинных отсутствует латеральная петрохимическая и структурная зональность, а также не проявлена бимодальная серия, завершающая вулканизма окраинных поясов.

При сравнении вулканической серии с островодужными (андийского типа) достаточно четко выявляются различия между ними, как геологического, так и петрохимического режима их формирования.

Как уже отмечалось выше, в структурах грабенного типа. В пределах рифтов северо-восточного выступа Китайской платформы (по А.М. Смирнову) на основе петрогеохимических исследований были обнаружены высокомагнезиальные андезиты адакского типа [Kay, 1978; Stern, Hanson, 1991; Волюнец и др., 1998; и др.] (рис. 12).

Остановимся более подробно на особенностях их состава.

Находки магнезиальных пород среднего состава всегда привлекали внимание петрологов будь то в древних архейских структурах или в молодых кайнозойских островных дугах [Stern, Hanson, 1991; Kay, 1978; Tatsuji, Ishizaka, 1982; Волюнец и др., 1998; и др.] прежде всего с точки зрения их происхождения. Как правило, они встречаются совместно с комплексами пород известково-щелочной серии, но по ряду петрологических и геохимических особенностей резко отличаются от последних.

В последнее время в связи с возросшими вопросами геодинамического режима развития структур изучение магнезиальных андезитов может способствовать выявлению глубинных условий этого процесса, так как их генезис связывается с примитивными магмами [Kay, 1978; Saunders et al., 1987; Keleman, 1994].

Находки магнезиальных андезитов известны в обстановках островных дуг и их извержение связывается с субдукцией океанической плиты и океанических хребтов [Saunders et al., 1987; Волюнец и др., 1998]. Проявления высокомагнезиального андезитового магматизма в стабильных континентальных структурах встречаются достаточно редко. Описание магнезиальных андезитов в рифтах и грабенах Амурского кратона приводится впервые, хотя особенности петрогеохимического и минералогического составов таких андезитов среди преобладающей массы известково-щелочных серий среднего состава упоминались ранее [Сахно, 1976; Вулканические..., 1984].

В истории геологического развития региона следует подчеркнуть, что Амурский кратон, особенно его северная и восточная части, затронуты наиболее интенсивной позднепалеозойской и позднемезозойской этапами тектоно-магматической активизации, в результате которой некогда единый кратон был раздроблен на отдельные блоки (миникратоны) с ядрами древних архейско-протерозойских пород, которые подверглись магматической

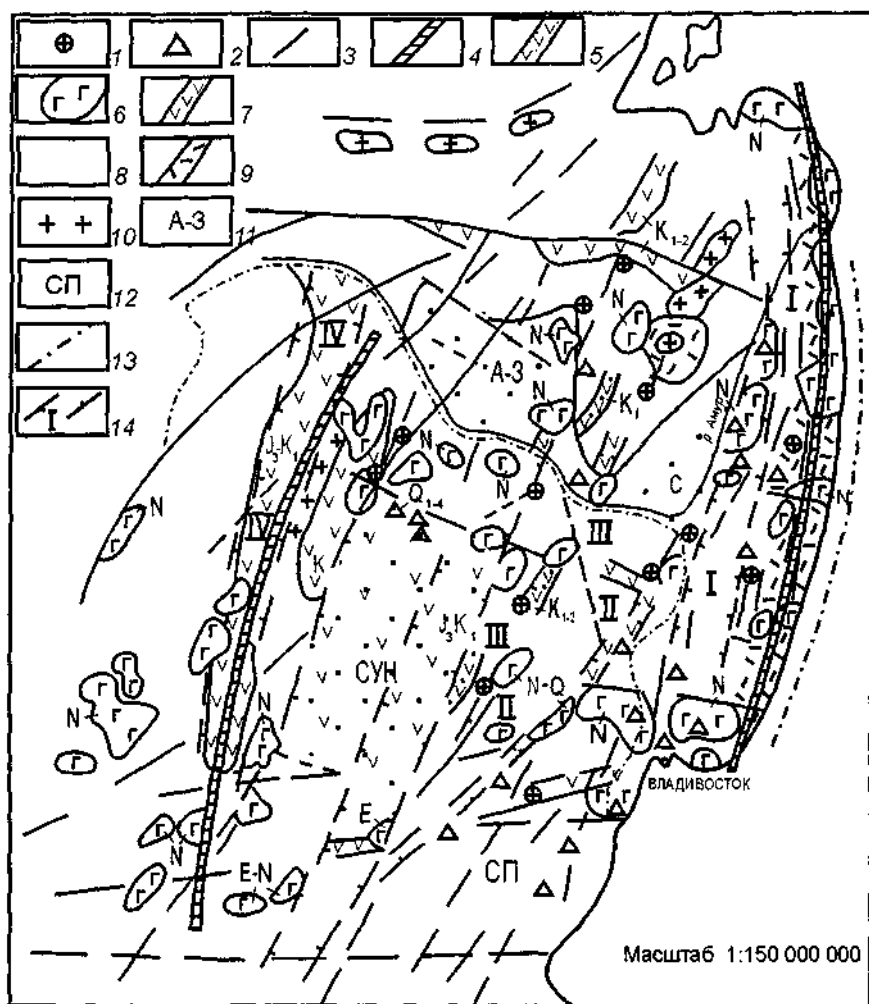


Рис. 12. Схема распространения магматических пород и магнезиальных андезитов в структурах Амурского кратона

1 – Находки магнезиальных андезитов; 2 – Позднекайнозойские вулканические породы, 3 – Разломы, 4 – Гравитационные ступени, выявленные геофизическими методами; 5 – Грabenы, выполненные осадочно-вулканогенными, частично угленосными, образованиями; 6 – Позднекайнозойские базальтовые покровы; 7 – Вулканические зоны и пояса с преобладанием вулканитов среднего состава; 8 – Осадочные отложения континентальных впадин; 9 – Окраино-континентальный (Восточно-Сихотэ-Алинский) вулканический пояс; 10 – Комплекс вулcano-плутонических гранитоидов; 11 – Кайнозойские впадины: А-З – Амура-Зейская, С – Сэнцзянская, 12 – Сино-Корейский кратон (СП); 13 – Разломная система у подножия шельфовой зоны Приморья; 14 – Рифтовые структуры: I – Уссури-Амурская, II – Дунмин, III – Илань-Итун-Кукан, Сун – рифт впадины Сунляо, IV – рифт Большого Хингана

переработке. Здесь были внедрены огромные гранитоидные плутоны (палеозойские), а в позднем мезозое он был раздроблен серией разломов северо-восточного направления (система Тяньлу) и были сформированы протяженные рифты и грабены, заполненные осадочно-вулканогенными, частично угленосными, континентальными осадками. Некоторые из грабенов (впадины Сунляо, Сэнцзян и др.) сложены осадочно-угленосными и нефтегазоносными осадками с возрастом от поздней юры до кайнозоя включительно, мощностью более 7 км. Эффузивные и экструзивные образования, главным образом, среднего состава известны в составе позднерюрских, ранне- и поздне меловых, кайнозойских осадочно-вулканогенных комплексов либо в виде мелких покровов, или туфоогенно-пирокластических толщ среди угленосных осадков. Экструзивные образования встречаются в основном вдоль бортов грабенов. Заложение этих разломов системы Тяньлу датируется ранним мезозоем, но существуют мнения, что они были развиты еще в раннем палеозое, а, возможно, и в докембрии [Xu et al., 1987].

Позднемезозойские вулканогенные образования в виде узких протяженных поясов пересекают всю северо-восточную часть Амурского кратона. Мощность вулканогенных образований увеличивается к краю кратона, где он сочленяется со складчатым обрамлением. Здесь же происходит смена составов вулканитов, в разрезах, особенно в поздне меловых толщах, увеличивается мощность кислых образований (Баджальская, Эзопская и др. зоны) [Сахно, 1976; Вулканические..., 1984]. Основная часть позднемезозойских образований во внутрикратонных зонах сложена средними породами известково-щелочной серии. Но среди них в эффузивных и дайковых фациях и реже, в виде мелких покровов, встречаются роговообманковые, пироксен-роговообманковые и пироксеновые андезиты, которые прорывают мезозойские угленосные отложения и туфо-пирокластические покровные образования. Они представлены экструзиями и дайками, реже мелкими покровами магнезиальных андезитов небольших размеров. Эти экструзии известны в Гуджальской, Тырминской и др. впадинах, развитых на Бурейском массиве вдоль серии разломов северного окончания системы Тяньлу (Куканском, Селемджинском и др.), а также в пределах угленосных впадин в Северо-Восточном Китае: Вокэньхэ, Баоцинской, Шуаньшань, Ванцин и др., где они прорывают угленосные раннемеловые, а также позднерюрские осадочные и вулканогенные образования [Сахно, 1976].

Наиболее часто магнезиальные андезиты встречаются среди раннемеловых образований, возраст которых определен на основе флористических данных [Кириллова, 1994], а также абсолютных датировок [Хун, Чуньцзин, Чжэнь, 2000] (табл. 34а, б).

Отличительной особенностью магнезиальных андезитов является их многопорфировый (до 40-60% от объема породы) облик: наличие фенокристов роговой обманки, моноклининого пироксена, плагиоклаза и редко биотита. При этом плагиоклаз в количественном отношении подчинен темно-

цветным минералом. Амфибол по составу отличается высокой глиноземистостью и магнезиальностью при сопоставлении с амфиболами известково-щелочных серий (табл. 35). Для них характерна зональность: краевые части более магнезиальные. Клинопироксены (табл. 35) характеризуются умеренным содержанием Al, Ti и сравнительно высокой магнезиальностью. Среди плагиоклазов преобладают андезин-битовниты с широкими вариациями по составу: от олигоклаза до битовнита.

Химический состав андезитов (табл. 34 а) при близкой кремнекислотности отличается колебаниями по содержанию MgO, щелочей и глинозема. Количество MgO при равных значениях SiO₂ в магнезиальных андезитах всегда больше, чем в породах известково-щелочной серии. Но наиболее показательными являются концентрации хрома, никеля и редкоземельных элементов (табл. 34 б). Концентрации элементов группы железа (Cr, Ni, Co) не зависят от кремнекислотности и содержания магния. Это же характерно и для редкоземельных элементов. Намечается слабая зависимость увеличения отношения La/Yb и Sr/Y с ростом кремнекислотности и одновременного уменьшения Ba/La. Характерна определенная зависимость концентраций этих элементов в региональном плане: главным образом, относительно рифтовых разломов. В восточной ветви рифтовой системы Таньлу, во впадинах вдоль разлома Дунмин и Куканском отмечаются более высокие содержания хрома и никеля (обр. С-135, О-803/9, 803/10) и особенно в северо-восточных грабенах, тогда как в западной ветви впадины разлома Нэнцзян

Таблица 35

Представительные анализы амфиболов (обр. 923/1 и 963/1) и пироксена (обр. 909), мас. %

Компонент	обр. 923/1	обр. 963/1	обр. 909
SiO ₂	41,80	39,36	47,90
TiO ₂	1,00	1,42	0,54
Al ₂ O ₃	12,50	14,45	3,80
Fe ₂ O ₃	5,00	6,98	3,80
FeO	8,95	9,70	3,77
MnO	0,20	-	0,30
MgO	14,00	12,73	14,09
CaO	10,00	12,35	23,19
Na ₂ O	2,16	1,84	0,33
K ₂ O	0,30	0,44	0,10
H ₂ O+	2,02	-	2,00
F	0,20	-	-
Сумма	100,00	100,97	99,84
mg	0,65	0,59	0,78

концентрации Cr сокращаются в два и более раза, но возрастает количество легких REE (La, Ce) и отношений La/Yb, а также Th/U. При сопоставлении с данными по магнезиальным андезитам других структур (островных дуг и трансформных окраин) выявляются близкие соотношения как по Cr/Ni, так и другим параметрам [Вольнец и др., 1998; Saunders et al., 1987; и др.].

По характеру распределения REE в региональном плане выделяются две группы андезитов: андезиты грабенов рифтогенных разломов, нахо-

дящихся на кристаллических массивах (обр.1286, 963/1 и др.) и за их пределами, или на границе со складчатым обрамлением, в зоне скупивания (обр.135, Н-47 и др.). Для первой группы свойственны пониженные концентрации REE, LREE, Nb, Ba в сравнении с породами второй группы. Это же относится и для изотопов стронция и неодима (0,704730-0,704500 и 0,512730 соответственно) для первой группы и повышенные соотношения изотопии стронция (0,707320) и низкие для неодима (0,512584) для второй группы. Это, возможно, связано с процессами контаминации корового материала первичными расплавами в основании коры, в зонах скупивания, что вполне согласуется с моделью М.Дефанта и М.Друменда [Defant, Drummond, 1990], предполагающего наличие в первичном расплаве 2.5-5% осадков или компонентов древней коры. В данном случае отмечаются переходные типы пород от первичных расплавов к породам известково-щелочных серий. Наличие высоких содержаний Mg, Nb, Sr, Ni отличает их от типичных андезитов остроудожного типа (табл. 36).

Таблица 36

Представительные анализы REE и редких элементов магниезных андезитов рифтовых впадин Амурского кратона (г/т)

Компонент	обр.-803/10	обр.-912/1	обр.-963/1	обр.-1286	обр.-135	обр.-93/2	обр.-Н-47
Sc	-	-	-	950	-	-	-
Zn	77,2	40,4	50,6	56,7	72	84	58,2
Ga	22,2	20,17	18,6	18,1	25	29	17,6
Ge	1,91	1,11	3,44	0,97	1,2	1,7	2
Rb	12,6	35,87	47,4	63,9	43	33	40
Sr	614	250	609	257	482	446	546
Y	11,9	16,2	16,0	13,4	25	22	24
Zr	60,4	75,7	48,7	91	140	127	184
Nb	2,34	5,14	3,45	6	1	10	7
Ba	215	391	231	430	302	332	835
La	16	20,9	17	20	19	19	39,8
Ce	37	44,7	37,2	38,1	41	38,8	80,4
Pr	4,96	5,26	4,33	4,6	5	4,95	9
Nd	18,5	19,6	17,7	17,5	21	18,2	38,3
Sm	3,59	3,74	3,73	3,75	4,43	4,34	7
Eu	1	0,99	0,97	0,93	1,44	1,51	2
Gd	3,38	3,7	3,39	3,34	3,91	4,12	5
Tb	0,46	0,5	0,48	0,46	0,64	0,63	1
Dy	2,43	2,9	2,7	2,59	3,5	4,09	4
Ho	0,40	0,61	0,58	0,51	0,92	0,97	1
Er	1,35	1,74	1,84	1,44	2,33	2,62	3
Tm	0,21	0,29	0,24	0,23	0,37	0,43	0

Окончание табл. 3.6

Компонент	обр.-803/10	обр.-912/1	обр.-963/1	обр.-1286	обр.-135	обр.-93/2	обр.-Н-47
Yb	1,33	1,89	1,6	1,46	2,22	2,47	2
Lu	0,21	0,28	0,29	0,20	0,33	0,43	0
Hf	2,04	2,32	1,67	3,1	3,89	4,33	5
Ta	0,25	0,45	0,37	0,30	0,74	0,79	1
Th	2,80	5,65	4,59	8,17	4,33	4,82	10,2
U	1,18	1,32	1,19	1,30	1,30	1,91	1
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	-	0,706970	0,704730	0,704500	0,707320	-	0,705630
Возраст	K ₁	K ₁	K ₁	K ₁	K ₁₋₂	K ₁₋₂	K ₁
Абс. (K-Ar)	-	-	-	-	-	-	91±4
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	-	-	0,512728	-	0,512584	-	-
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	-	-	18,449	-	18,422	-	18,412
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	-	-	15,580	-	15,541	-	15,552
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	-	-	38,415	-	38,285	-	38,234
$\epsilon\text{Nd}(t)$	-	-	-0,10	-	-0,26	-	-
La/Yb	12,0	11,05	10,6	13,6	8,55	7,7	10,9
Rb/La	0,79	1,71	2,8	3,19	2,26	1,73	1,01
Sc/Y	51,6	15,43	38,0	19,17	19,28	20,27	22,75
Ba/La	13,4	18,7	13,6	21,5	15,9	17,47	20,97
La/Ta	64,0	46,4	45,9	66,7	25,7	24,0	39,8
Th/U	2,37	4,20	3,85	2,90	3,33	2,52	10,2
Zr/Y	5,07	4,8	1,9	6,8	5,6	5,8	7,6
Hf/Ta	8,16	5,15	4,5	10,0	5,25	5,48	5

Примечание. 1. Определения REE и редких элементов проводились в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Аналитики: Смирнова Е.В., Сандмирова Г.П.; 2. Определения изотопов стронция и свинца проводились в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Программой при определении изотопов свинца предусмотрена коррекция на фракционирование с помощью величины отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Результаты измерений нормализованы по имеющимся результатам параллельных определений стандартов Pb-NBS-981. Аналитики: Исаков Ю.А., Пахолеченко Ю.А., Сандмирова Г.П., Лелюхина Л.Е.; 3. Sm-Nd изотопные анализы выполнены в ИГЕМ РАН с использованием методики, описанной [15]. Неодим анализировался на многоканальном масс-спектрометре MAT-262. Нормирование изотопных отношений неодима осуществлялось по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Параллельные измерения стандартного образца "La Jalla" дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511842 \pm (20/2 \text{ б.д.})$. Аналитик: Журавлев Д.З.

Изотопный состав Sr, Nd и Pb определены только в нескольких образцах. Наиболее близок к геохимическому прототипу магмезиального андезита о.Адак [Кау, 1978] образец О-963/1 (рифт Дунмин, Бикин-Алчанский грабен). Все остальные оказались с более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низким соотношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что, возможно, связано с контаминацией глубинных магм коровым материалом. Указанные вариации со-

ставов, концентраций REE, а также изотопии Sr и Nd и, в меньшей степени $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, вероятно, обусловлены различным характером взаимодействия первичных расплавов магнезиальных андезитов с вмещающими породами основания коры, что подтверждается резким увеличением содержаний хрома в грабенах северо-восточного окончания системы Таньлу (Куканский разлом и др.), пересекающих основание Амурской плиты, сложенной протерозойскими амфиболитами с высокой концентрацией хрома. Механизмы, при которых в одних случаях проявляются примитивные андезитовые расплавы без значительной степени контаминации коровым материалом, а в других она значительна, здесь не рассматриваются. Анализ геологических и геохимических данных позволяет предполагать, что происхождение магнезиальных андезитов связано с внедрением астеносферной мантии в зонах разломов, близких по геодинамическим условиям к обстановкам трансформных окраин калифорнийского типа. Геофизические данные подтверждают наличие огромного свода разогретой астеносферы в центральной части Амурской плиты [Ma Li et al., 1989; Подгорный, 1999].

Глава 4

ЭТАПЫ И ЦИКЛЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОКА АЗИИ

Основой для сопоставления вулканических проявлений регионов Дальнего и Северо-Востока, Юго-Востока и внутренних регионов Востока Азии служат обобщения по стратиграфии Е.А. Лебедева, В.Ф. Белого, Н.И. Филаговой, В.А. Вахрамеева, А.Г. Аблаева, В.А. Красилова, С.И. Неволиной, Г.А. Тереховой и многих других российских и зарубежных исследователей. В последние годы появились обобщающие работы китайских геологов [Geology of China, 1980; Chen, 1973; Gu, 1983; Ding et al., 1989; и др.], которые позволили основную часть разрезов прибрежных районов Юго-Восточного Китая (Южно-Китайского пояса) перевести из средней и поздней юры в мел [Кириллова, 1993; Проект № 350; и др.].

Последнее десятилетие ознаменовалось появлением многочисленных данных по определению абсолютных возрастов, главным образом калий-аргоновых, опубликованных как в российской, так и зарубежной литературе [Загзурина, 1977; Ненашев, 1967; Михайлов, Грачева, 1987; Сидоров, 1989; Бондаренко, 1980; Tao et al., 1988; Guo et al., 1984; Matsuda, Otofujii, Sakano et al., 1998, 199; Попов, Гребенников, 2000; и др.]. Это дало возможность провести сопоставление позднемезозойских вулканогенных и интрузивных образований континентальной окраины Востока Азии, выделить основные этапы проявления магматизма как для отдельных отрезков вулканических поясов, так и в целом для всей восточной окраины (табл. 37), сопоставить с проявлением магматизма внутренних регионов Востока Азии.

Сопоставление серий гранитоидов плутонических поясов Востока Азии

Как уже отмечалось, плутонические пояса Восточно-Азиатской системы континентальных поясов формировались несколько ранее вулканоплутонических поясов, что обусловлено геодинамическими условиями их формирования, о чем будет рассмотрено ниже.

Анализ геологических данных (сходство по составу, возрасту, последовательности внедрения и потенциальной рудоносности позднемезозойских серий и комплексов Сихотэ-Алинского, Колымского, Восточно-Китайского и Юго-Восточно-Корейского плутонических поясов) позволяет говорить о единстве причин происхождения удаленных друг от друга, но сход-

Схема корреляции вулканогенных образований Дальнего Востока и Юго-Востока Азии
 [Рязанцева и др., 1990; Tao et al., 1988; Geology of China, 1986]

Возраст	Фашии	Циклы	Восточно-Сихотэ-Алиинский пояс		Юго-Восточно-Китайский пояс			
			южный	северный	Гуандун	Фуцзянь	Чжэцзян	
Палеоген	Калдерные	Завершающий (III)	кедровский (λ)	колчанский ($\lambda+\delta$)	формация Танянин ($\lambda+\beta$)			
			новопольский (λ)	масловский (λ)				
кузнецовский ($\lambda+\beta$)		формация Чаочуань ($\beta+\lambda$) 105-80 млн. лет						
суворовский (β)								
Датий		Средний (II)	богопольский (λ)	богопольский (λ)	120-110 млн. лет			
	сияновский ($\beta+\lambda$)		амутский (α)					
Верхний мел	Кампан Сантон	самаргинский (α)		формация Цяочи, Нижняя Моши-шань ($\delta+\lambda$) 125-120 млн. лет				
		дальнегорский ($\gamma+\delta$)						
	Коньяк	татаркинский (λ)						
Турон Сезоман	Покровные	Ранний (I)	приморский (λ)	приморский (λ)	формация Наньян ($\alpha+\lambda$)			
				больбинский ($\alpha+\beta$)				
сианчинский ($\lambda+\beta$)			алчанский ($\beta+\alpha$)					
лужкинский (α)			бурмаговский (α)					
укутурский (α)			кемский ($\beta+\alpha$)					
Нижний мел	Альб				формация Наньян ($\alpha+\lambda$)			
	Апт Баррем Неоком							

ных общей структурной позицией, эволюцией систем им универсальностью гранитообразования гранитных плутонов Восточной окраины Азиатского континента. Во всех четырех регионах гранитный магматизм проявился в форме трех последовательных серий: 1) высокоглиноземистых гранитов (колымский, хунгарийский комплексы; серии Наньлин, Даэбо); 2) биотитовых и биотит-рогообманковых "известковистых" гранитоидов (охотский, татибинский, ар-минский комплексы; серии Янцзы и ранние члены серии Булгуса); 3) лейкократовых гранитов (омсукчанский, шуминский комплексы; поздние члены серии Булгуса Южной Кореи, учуаньские лейкограниты Южного Китая и др.) (рис. 13, 14).

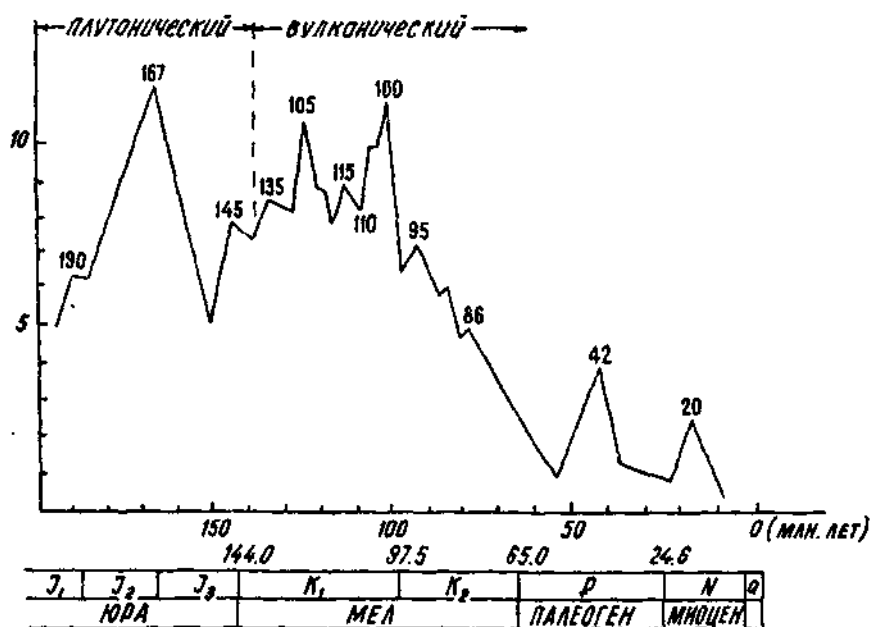


Рис. 13. Гистограмма абсолютных возрастов плутологических и вулканоплутологических поясов Юго-Восточного Китая.

Плутологический пояс (190-167-145 млн лет) формировался в этапы индосинийских и раннеяньшаньских тектонических движений [Geology, 1980; Xu et al., 1984, 1987; и др.]. Вулканический пояс Юго-Восточного Китая был многоциклическим и сформировался в позднеяньшаньские и гималайские этапы тектонического движения: 1) цикл: 135-125 – базальты (1,5-2,0%), андезиты (4,5-5,0%), дациты (27-300%, риолиты (65-68%) общего объема извергнутого материала; 2) цикл: 125-120 млн лет – дациты, гранодиориты и граниты; 3) цикл: 120-110 млн лет – контрастная серия (базальт-риолит) и габбро-миадиоровые граниты; щелочные граниты (115-86 млн лет); 4) цикл: 105-80 млн лет – риолит-базальтовая формация в период гималайских движений, которые неоднократно проявлялись в период 52-42 млн лет и 40-20 млн лет с преобладающими вулканизма базальтовой, андезитовой и дацитовой серий. Наиболее молодыми являются щелочные базальты, иногда с ксенолитами ультраосновных пород

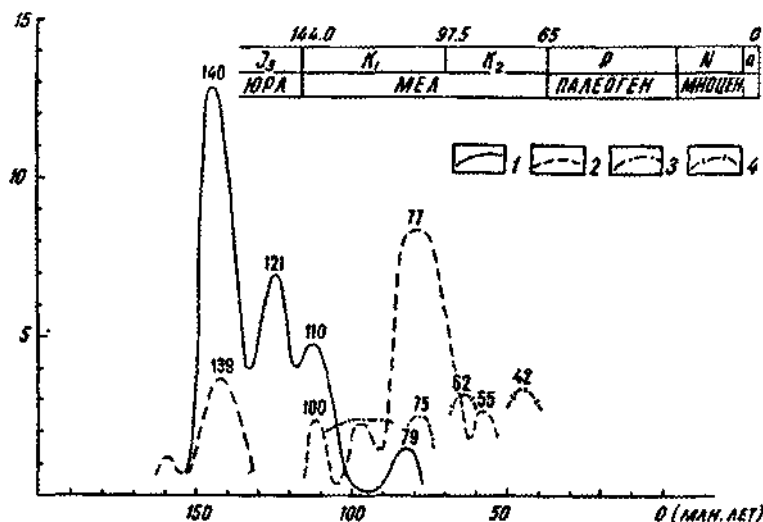


Рис. 14. Гистограмма абсолютных возрастов плутоидных гранитоидов Колымского пояса [Ненашев, 1969, 1970; Фирсов, 1960, 1962; Загрузина, 1977, и др.].

1 – Большой Колымский пояс, 2 – Ясачинский пояс; 3 – Нелькобинские щелочные граниты. 4 – граниты Северного Сихотэ-Алиня

Породы первой и второй серий слагают согласные складчатые системы пояса, третьей – формируются как приразломные и слагают отдельные, иногда протяженные цепочки, секущие складчатые образования под различными углами. Первые две серии считаются синорогенными и приурочены к зонам скучивания, образующимся при закрытии рифтогенно-геосинклинальных прогибов и трогов (Иньяли-Дебинский, Центральный Сихотэ-Алинский, Очхон, Дива структуры Южного Китая и др.). Замыкание прогибов связывается с фронтальным сжатием при горизонтальном движении сходящихся жестких блоков (Охотский, Колымский, Ханкайский, Буреинский, Западный и Восточный блоки Юго-Восточного Китая, массивы Собёк и Кёнги). Батолиты комплексов и серий глиноземистых гранитоидов приурочены к осевым частям зон скучивания, где генерация магмы происходит при давлении 7–8 кбар при температуре плавления 700–800°C (по гранат-силлиманитовым реститам). Батолитоподобные интрузии роговообманково-биотитовых известковистых гранитов, как правило, приурочены к бортам закрывшихся рифтогенных прогибов и формируются в позднескладчатое время в период трансформации фронтального сжатия на латеральное скольжение соприкасающихся жестких блоков, вызывающее активизацию глубинных разломов с развитием сдвиговых деформаций по ним (левосторонних для Сихотэ-Алиня, Юго-Восточного Китая и Кореи и правосторонних для Яно-Колымской системы).

Рудоносность рассмотренных выше серий оценивается по-разному. Комплексы начальных фаз гранитоидов Колымского, Сихотэ-Алинского и других плутонических поясов, как правило, являются малорудоносными. С заключительными фазами Восточно-Китайского и Юго-Восточно-Корейского поясов (ранне-позднеяньшаньские гранитоиды серий Наньлин, Янцзы и Даэбо) связаны основные типы промышленных месторождений (W, Sn, Mo, Be, РЗЭ, Ag, Pb, Zn, Au и т.д.). При этом большая часть из них, составляющая рудный профиль этого региона, связана с раннеяньшаньскими гранитоидами. Абсолютные возраста рудных месторождений близки по времени становлению этих интрузий (150–130, 120–100 млн лет) [So and Shelton, 1987; Tsusue, 1984; и др.].

Самостоятельные комплексы лейкогранитов, завершающие развитие плутонических поясов, являются поздние или посторогенными и связаны с новым циклом тектономагматической деятельности, проявившейся на фоне интенсивных левосдвиговых деформаций (преимущественно по субмеридиональным разломам), связанных с активизацией консолидированной в раннем мезозое новообразованной окраины уже единого Евразийского континента при взаимодействии его с Тихоокеанской плитой. Этот период соответствует началу формирования системы окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии. В пределах Колымской складчатой системы лейкограниты слагают ряд цепочек, приуроченных к субмеридиональным разломам, контролирующим Омсукчанский наложенный прогиб, а также восточное и западное ограничения Приколымского поднятия. В Сихотэ-Алинском поясе они тяготеют к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. В Восточно-Китайском поясе они связаны с Сухой-Учуаньской и другими разломными зонами северо-восточного простирания, в Юго-Восточно-Корейском – тяготеют к северо-восточным разломам, а также к северо-западным раздвиговым зонам. Повсеместно лейкограниты являются потенциально рудоносными (олово, вольфрам, свинец, цинк и др.), что, по видимому, связано с участием в их образовании глубинных флюидов.

Основные различия проявления магматических серий относятся к поздним этапам тектономагматической деятельности и связаны с взаимоотношениями плутонических и окраинно-континентальных вулканических поясов. Колымский плутонический и Охотско-Чукотский вулканический пояса пространственно разобщены и имеют торцовое (в районе Примагданского звена) сопряжение. В Сихотэ-Алине плутонический и вулканический пояса пространственно сближены и последний накладывается на первый под очень острым углом (почти субпараллельно). Это создает здесь видимость единого магматического пояса (с плутонической и вулканической зонами) и при совмещении орогенного и посторогенного интрузивного магматизма значительно затрудняет систематику полихронных гранитоидных массивов. Это же свойственно плутоническому и вулканическому поясам Юго-Восточной Кореи.

В Юго-Восточном Китае плутонический и вулканический пояса имеют сложные взаимоотношения. В южной части плутонический пояс слагаются несколькими цепочками массивов, образующих субпараллельные субширотные ряды, укладываемые в приподнятом блоке Уи. В северной части плутонический пояс вытянут в северо-восточном направлении и под острым углом срезается вулканическим. Это образует структуру эпсилон (или хуася) – коленообразного сочленения южной и северной частей плутонического пояса [The Geology..., 1986; и др.].

Выявляется некоторое несовпадение по возрасту этапов проявления магматизма юго-восточной и северо-восточной окраин Азии (рис. 13-16). Более раннее начало активизации магматизма отмечается на юге (Юго-Восточный Китай). Разрыв во времени, особенно начальных этапов (раннеяньшаньские движения), т.е. начало формирования глиноземистых серий Южного Китая и колымских гранитоидов, определяется на основании данных абсолютных возрастов в 30–40 млн лет.

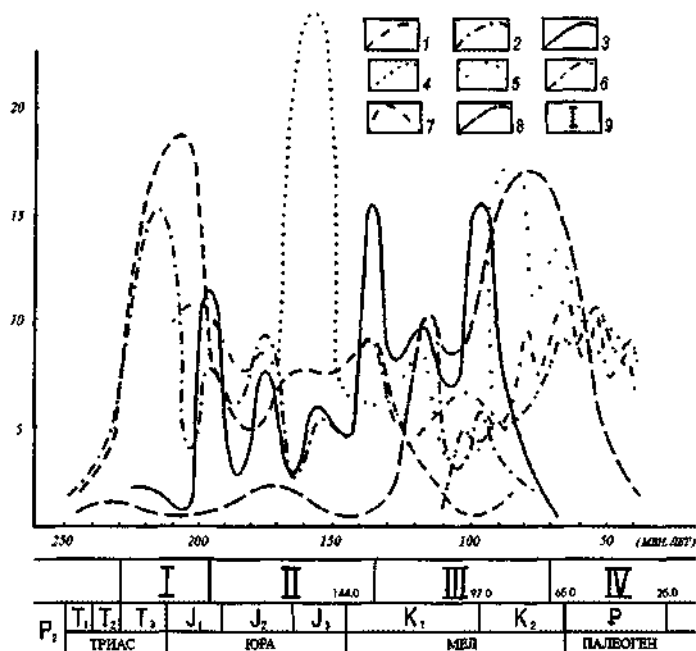


Рис. 15. Гистограмма абсолютных возрастов пород вулканических и плутонических поясов континентальной части Востока Азии [Ненашев, 1969, 1970; Фирсов, 1960, 1962; Загрузина, 1977; Xu et al., 1982; Guo et al., 1982; Tsusue et al., 1986; Михайлов, 1989; и др.].

1 – Внутренняя Монголия; 2 – Восточный Ляолин; 3 – Большой Хинган; 4 – Корея, Очхон (плутоническая серия); 5 – Корея, Пусан (вулканическая серия); 6, 7 – Восточно-Сихотэ-Алиньский пояс. 6 – вулканическая серия, 7 – плутоническая серия; 8 – интрузивные и вулканические серии Японии; 9 – этапы тектонических движений: I – индосинийский, II – раннеяньшаньский, III – позднеяньшаньский, IV – гималайский (Сишаньский, Тихоокеанский)

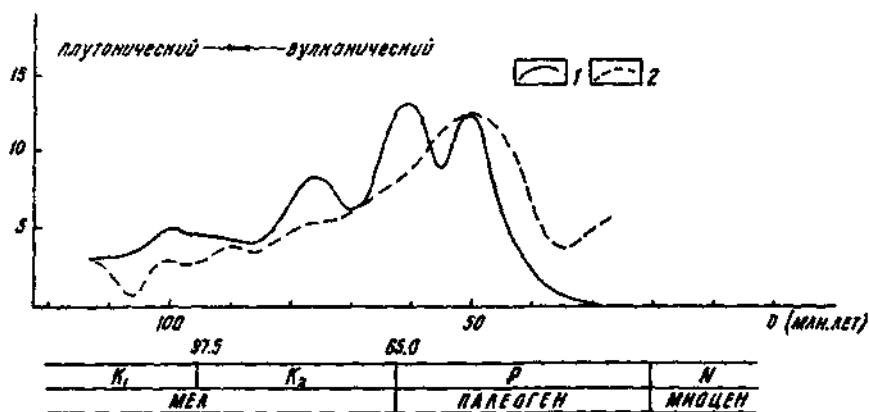


Рис. 16. Гистограмма абсолютных возрастов пород plutонической (1) и вулканоплутонической (2) серий Восточно-Сихотэ-Алинской магматической системы [Михайлов, 1989; Тихоокеанская ..., 1991, и др.]

Плутоническая серия Корей (Очхон) также проявлена наиболее ярко в раннеяньшаньскую эпоху тектонизма (≈ 150 млн лет), т.е. по возрасту близка к проявлениям плутоизма раннеяньшаньских серий Юго-Восточного Китая.

Несколько особняком стоят серии гранитоидов плутонической серии Сихотэ-Алиня (березовский комплекс, глиноземистые граниты и татибинская серия (рис. 17), "пик" проявления которых находится вблизи отметки ≈ 100 млн лет.

Такую особенность можно объяснить разными причинами, но этот вопрос здесь не рассматривается.

Таким образом, рассмотренные выше типы гранитоидов плутонических поясов образуют последовательно сменяющие друг друга комплексы (серии), хотя и сближенные во времени (поздняя юра – ранний–поздний мел), но различающиеся по составу, морфологии, структурной позиции и рудоносности, что зависит в первую очередь от смены геодинамического режима их формирования и региональных особенностей геологического строения блоков.

Корреляция вулканических циклов окраинно-континентальных и внутренних блоков Восточно-Азиатской окраины

Вулканические образования, краткая информация о которых была приведена выше, а также данные по возрастам вулканических свит как на основе органических остатков, главным образом флористических, а также немногочисленных данных абсолютных датировок (K-Ar, трековым по цирконам и др.) позволяют провести корреляцию как в пределах отдельных

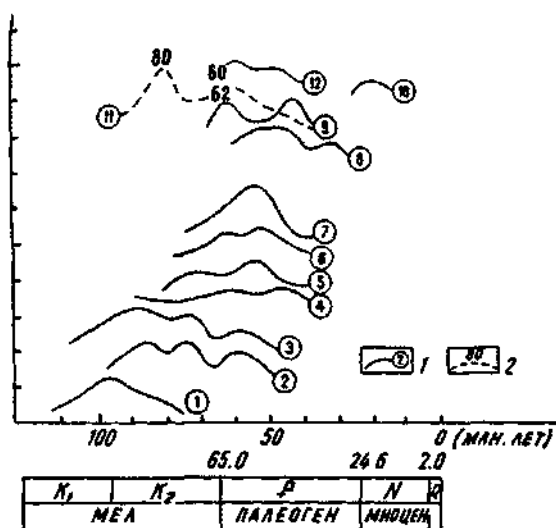


Рис. 17 Гистограмма абсолютных возрастов интрузивных серий (плутонический пояс Сихотэ-Алинь) и вулканоплутонических комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а также данные абсолютных возрастов этапов промышленного оловянного оруденения Центрального Сихотэ-Алиня (11) и полиметаллического (12) Дальнегорской структуры

Цифры в кружочках 1 – кемский комплекс (вулканический), 2 – березовский (плутонический), 3 – татибинский (интрузивный) комплексы, 4-10 – вулканоплутонические комплексы 4 – сиянчинский, 5 – новогорский, 6 – самаргинский (сияновский), 7 – богопольский, 8 – кузнецовский, 9 – субщелочные и щелочные граниты (Северный Сихотэ-Алинь), 10 – кизинский [Михайлов, 1989, Матюнин, 1988, Мартынов, 1972]

вулканоструктур (зон и поясов), так и в целом для всей Восточной Азии, где таковые образования известны

Схема корреляции вулканогенных образований северо-восточной части окраинно-континентального Восточно-Азиатского линейамента в пределах Охотско-Чукотского пояса представлена в табл. 1, а Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и вулканогенных образований Юго-Восточного Китая – табл. 37

Это дало возможность провести сопоставление позднемезозойских вулканогенных и интрузивных образований континентальной окраины востока Азии, выделить основные этапы проявления магматизма как для отдельных отрезков вулканических поясов, так и в целом для всего региона (рис. 13-19).

Для окраинных континентальных поясов намечается определенная этапность формирования. прогибы и рифтогенные впадины, развитые вдоль глубинных разломов, выполнены в большинстве континентальными молассовыми образованиями, представляют собой предвулканогенный этап

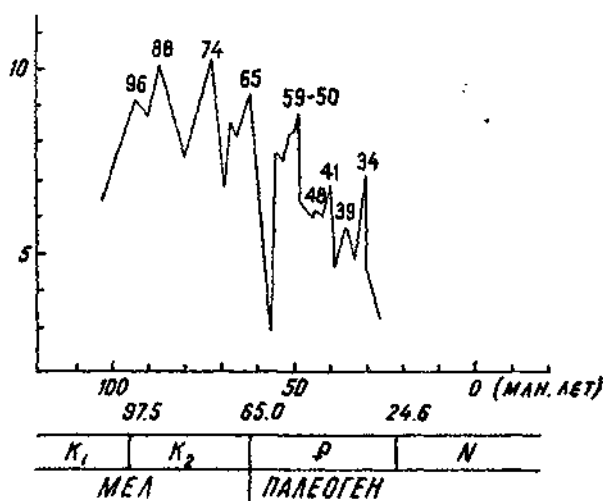


Рис. 18. Гистограмма значений абсолютных возрастов магматических фаз в пределах Валентина-Владимировского магматического поднятия Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и вулканических комплексов депрессионных структур [Михайлов, 1989; Неволлина, 1984; Баскина, 1965; Валуи, 1999 и др.].

Интрузивные фазы поднятий: габбро-диоритовая (96-74 млн лет), гранодиоритовая (69-62 млн лет); крупных зернистых гранитов (59-50 млн лет), мвароловых и щелочных гранитов (48-41 млн лет), гранит-порфиров (39-41 млн лет). Вулканические комплексы: синанчинский – 78-80 (90-96 млн лет), приморский (67-56 млн лет), самаргичский (сияновский) (63-50 млн лет), богопольский (53-48 млн лет), кузнецовский (45-30 млн лет)

вулканического пояса. В большинстве случаев эти породы соответствуют формациям Di-Wa структур, развитие которых характерно для континентальных частей (платформа Янцзы, вдоль системы Таньлу и др.) на мезозойском этапе активизации и, как правило, предшествуют этапу активного вулканизма [Сахно, 1963; 1976; Chen-Guo La, 1981; Gu, 1980; Chen Peiji, 1993; и др.].

Начало активизации по разломам определяет характер и возрастной диапазон предвулканогенной молассы. Возраст разнообразен, но нигде не опускается ниже раннего мела. Верхняя возрастная граница определяется налеганием пород вулканического этапа, как правило без углового несогласия [Белый, 1977; Вулканические ..., 1984; Умитбаев, 1986; Sakhno, Polin, 1993; и др.]. В качестве краткого заключения следует отметить следующее.

1. Все толщи формировались исключительно в континентальных условиях с угловым несогласием на нижележащих.

2. Начало формирования пород молассовых образований сопряжено с тектоническими движениями в различных зонах, к которым приурочены впадины и грабены.

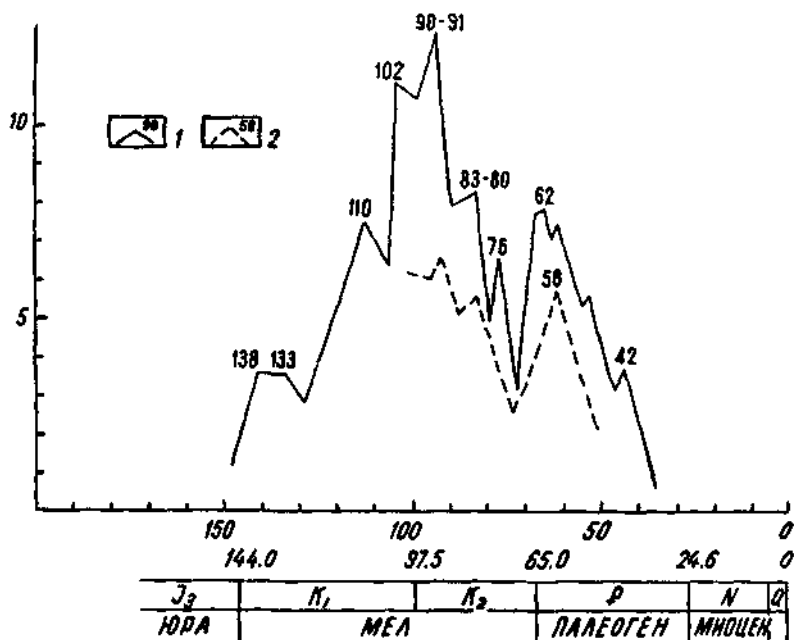


Рис. 19. Гистограмма значений абсолютных возрастов магматических фаз в пределах магматического поднятия Оканайто-Пеледонского и Мургалевского (1) и вулканических комплексов в смежных прогибах (2) [Загузина, 1977, Белый, 1978, и др.]

I – Мургалевская серия: Ворожейский массив (83-102 млн лет), Травкинский (91-133 млн лет), Мало-Мургалевский и др. (86-133, 78-110 млн лет) и т.д. II – Яблонская серия: Нижне-Яблонский, Верхне-Еропольский (138-100 млн лет), Пеледонский (100-82 млн лет) массивы. III – Кавралянский комплекс: Кавралянский массив (62-42 млн лет), Воронцовский (65 млн лет) и др. Эффузивные образования прогибов: контрастная серия, чуванские базальты. Комплексы: козвунский, медвежинский, Белоувалинский, леурваамский и др. (59-79 млн лет)

3. Эффузивно-пирокластические образования формировались одновременно с осадочными и угленосными. Существует ряд впадин полностью амагматических, но в других – вулканические процессы нарастают и перерастают в доминирующий процесс, сменяя этап предвулканогенных моласовых образований этапом формирования вулканогенного пояса. Это свойственно разломам трансрегионального характера.

4. По особенностям состава и фаціальным типам, где доминируют вулканы над осадочными породами, они относятся к породам андезитовой формации известково-щелочной серии.

Базальтоидные серии, доминирующие в некоторых разрезах (учуликанская, ульбериканская и др. свиты Охотско-Чукотского пояса), по петрохимическому составу и микроэлементным особенностям могут быть отнесены к андезито-базальтовой формации. В составе внутриконтинентальных

поясов и зон среди пород известково-щелочной серии с определенными петрогеохимическими характеристиками выделяются высокомагнезиальные андезиты с весьма высокой концентрацией хрома и никеля, близкие по составу микроэлементов к андезитам Адак [Волынец и др., 1998; Key, 1976; и др.]. Более детальная характеристика таких пород будет дана ниже, так как наличие этих пород ставит задачи геодинамического режима формирования таких структур.

Вулканогенный этап обусловлен активностью тектонических движений вдоль разломов, большая часть из которых определила формирование предвулканогенной молассы. Устанавливается приемственность характера развития вулканизма от ранних стадий. Это подтверждается отсутствием угловых несогласий, а иногда отсутствием перерыва между молассой и вулканическими комплексами. Таким образом, нижняя граница не является изохронной [Умитбаев, 1986]. Не однозначно решается вопрос и верхней вероятной границы завершающей стадии формирования поясов. Одни считают [Белый, 1977], что этап формирования был кратковременным (11 – максимум 25 млн лет), другие считают, что он был продолжительным – 140–40 млн лет на основании фитофлористических данных и абсолютных датировок.

Последние данные по стратиграфии Южно-Китайского пояса [Gu, 1980, 1983; Chen, 1993; Ding et al., 1989; и др.] позволяют считать, что основные этапы формирования структур пояса близки по возрасту к этапам формирования Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов и охватывают значительный период времени – более 100 млн лет.

5. В пределах окраинных поясов выделяется структурная и вещественная зональность. Это хорошо прослеживается при анализе всех без исключения поясов, рассмотренных выше. Зональность отражает изменение характера вулканизма и форм его проявления поперек его простирания выпадением из разрезов стратиграфических комплексов. Это свойственно окраинным поясам, но наиболее ярко проявлено в Охотском звене Охотско-Чукотского пояса [Белый, 1977] в форме внешних и внутренних зон, разделенных системой левосторонних глубинных разломов с горизонтальной амплитудой смещения. Кроме того, существует и осевая зональность, что подчеркивается блоковым делением поясов по простиранию, изменением характера вулканизма, составом, мощностью вулканогенных толщ и интрузивных массивов и их металлогенической специализацией. Наиболее четко это проявлено в Юго-Китайском поясе делением на Гуандунское, Фуцзяньское и Чжэцзянское звенья, а также в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, где выделяются Южная, Центральная и Северная зоны, со свойственными для каждой из них составами вулканических комплексов и металлогеней.

На примере окраинных поясов Востока Азии – Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Юго-Восточно-Китайского устанавливается

стадийность эволюции вулканизма, намечается несколько стадий вулканического этапа:

1. Ранняя стадия – внедрение вдоль крупных разломов базальт-андезитовых расплавов. формирование покровов в приразломных линейных депрессионных структурах покровов. В некоторых поясах была извергнута огромная масса расплавов основного состава (внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса, базальтовые пояса Гуандунского отрезка Юго-Восточно-Китайского пояса).

В тех зонах, где существовал режим растяжения, излияния базальтов продолжались на протяжении всей истории формирования пояса: Пылгинская и Явоямская серии в зоне разломов Пылгинского и Восточно-Тайганоского; Пенжинская серия в зоне Гижигинского разлома; Березовская серия в зоне Анадырского разлома (табл. 1).

В вулканических поясах, в которых растяжения сменились режимом сжатия, формировались одновременно или несколько позже покровы "большеобъемных" игнимбритов (Приморская серия Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; Амкинская серия Ульяновского прогиба; серия Наньзин и нижняя часть Моши-Шань Юго-Восточного Китая и т.д.; табл. 37). Извержения игнимбритов "больших объемов" свойственны и внешним зонам (Пегтымельский прогиб Чукотского пояса и др.). В некоторых поясах игнимбриты этой фазы были извергнуты в поперечных разломах и проникли далеко во внешнюю зону (Бикинская зона разломов ВСВП, Фэнчжэнская зона разлома ЮВКВП и др.).

2. Средняя стадия – ознаменовалась сменой площадных излияний очаговым вулканизмом (кальдерные комплексы). Очаговые структуры тяготеют к переходной полосе между внешней и внутренней зонами.

3. Завершающая стадия – формирование вулканических покровов базальтоидов (внутренняя зона) и очаговых структур бимодального вулканизма (внешняя зона).

Помимо структур вулканического этапа, для которых кроме эффузивно-пирокластических проявлены и экструзивно-интрузивные фации, широко развиты магматогенные поднятия [Белый, 1977], характерные как для внутренних, так и внешних зон. Данные абсолютного возраста позволяют сделать вывод, что они формируются длительно, имеют многофазное строение, каждая фаза которого соответствует вулканическим комплексам депрессионных структур. Примером могут быть магматогенные поднятия Охотско-Чукотского пояса: Оканайто-Поледонское и Мургалское; в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе – батолитоидные массивы Владимирский и другие (рис. 18,19). В некоторых случаях магматогенным поднятиям в депрессионных структурах по возрасту соответствуют вулканогенные образования – комплексы пород, близкие по возрасту, но формирующиеся в структурах растяжения: впадинам и прогибам вдоль рифтов (рис. 17 и др.).

Заключив сопоставление этапов вулканизма окраинных поясов, следует подчеркнуть, что наивысший пик его интенсивности приходится на конец раннего мела и начало позднего мела. Так основная масса была извергнута в ОЧВП в позднем альбе-сеномане [Белый, 1977], в ВСАВП – сеномане-сантоне [Михайлов, 1989], в ЮВКВП – конце раннего мела – начале верхнего [Gu; 1983; Ding et al., 1989].

Во внутриконтинентальных поясах также намечаются этапы развития вулканизма. Предвулканогенный этап наиболее четко проявлен в поясах и зонах, которые развиты на древних массивах и, особенно, в пределах действия разломов, а время формирования определяется его активностью. Наибольшей мощностью обладают грабены и приразломные прогибы поясов, развитые вдоль сутурных швов: Иншань-Яншаньский, Цилиньский, Нанлиньский, где формирование предвулканогенной молассы проходило, главным образом, в континентальных условиях.

Соответственно и вулканические пояса можно классифицировать на пояса Амурского, Центрально- и Южно-Китайского геоблоков, характеризующиеся определенными петрогеохимическим и металлогеническим профилем. В пределах каждого блока можно выделить несколько типов вулканических зон. Сопоставление их позволяет сделать следующие выводы. Выделяется три максимума позднемезозойской магматической активности: 170-140 млн лет – раннеяньшаньская фаза, 140-120 млн лет – среднеяньшаньская и 120-80 млн лет – позднеяньшаньская. Первые две наиболее активно проявились в Южно-Китайском и Центрально-Китайском блоках, а вторая и третья – наиболее полно в Амурском блоке (рис. 15).

Как показывают данные, по вулканическим образованиям как внутри континентальных блоков, так и по их восточным окраинам, магматизм отчетливо эволюционирует во времени и пространстве. Намечается также специфика составов магматических ассоциаций и тектонического режима.

В окраинно-континентальных поясах независимо от структурных особенностей намечается полициклический характер развития магматизма при общей гомодромной направленности в каждом цикле. Это свойственно большинству структур. Но есть и исключения.

Наиболее четко полициклическость вулканизма проявлена в депрессионных структурах, где развиты три цикла. Ранний цикл представлен базальт-андезито-базальтовыми и андезитовыми извержениями. При этом соотношение основных и средних пород, а также мощность этих образований колеблется в больших пределах. Это относится и к продолжительности проявления этого цикла. В одних структурах преобладают базальтовые извержения, их проявления доминируют над другими породами, что наиболее свойственно внутренним зонам, в которых проявлены приразломные линейные депрессионные структуры (Пенжинский сектор Охотско-Чукот-

ского пояса) [Белый, 1977]. В таких структурах намечается отсутствие более поздних фаз и циклов вулканизма (табл. 1).

Чаще всего в первом цикле окраинных поясов преобладают андезиты в разрезах вулканогенных толщ. Это характерно структурам, как внешних, так и внутренних зон: в Охотско-Чукотском поясе это образования первого этапа вулканизма [Котляр, 1986] – вулканические комплексы ульбериканский в Ульинском прогибе, нараудийский – во внешней зоне Охотского сектора, яблонская серия – во внешней зоне Анадырского сектора [Белый, 1977].

В Восточно-Сихотэ-Алинском поясе к раннему циклу относятся синанчинский и больбинский комплексы. В Юго-Восточно-Китайском поясе – формация Наньянь.

Следует подчеркнуть, что в объемном выражении базальты и андезиты первого цикла выглядят следующим образом: в Охотско-Чукотском поясе (от всей массы извергнутого материала) базальты составляют во внутренней зоне Охотского, Анадырского и Пенжинского секторов более 78%, андезиты – чуть больше 4%; во внешней зоне – 7% и 51% соответственно. В Сихотэ-Алинском поясе базальты составляют не более 3%, андезиты чуть более 7%. В Южно-Восточно-Китайском – менее 1% и около 5% соответственно [Белый, 1977; Михайлов, 1989; Tao et al., 1988; и др.].

Ранний цикл завершился извержением игнимбритов "больших объемов", которые в Восточно-Сихотэ-Алинском (приморский комплекс) и Юго-Восточно-Китайском (формация Циюци и Моши-Шань) во внутренних зонах поясов составляют основную часть разреза (около 70%). В Охотско-Чукотском поясе, в Центрально-Чукотской зоне они также составляют значительную часть объема вулкаников (комплексы – алькаквунский, пыкэрваамский и вороньинский) (табл. 1, 37).

Как уже отмечалось выше, в Охотско-Чукотском поясе в некоторых зонах проявлена только ранняя фаза вулканизма. В таких структурах общая направленность развития вулканизма представляет собой "урезанный цикл", что может определяться геодинамическим режимом развития структуры. Чаще всего это характерно для внутренней зоны и депрессионных прогибов, связанных с региональными разломами (Пенжинский сектор Охотско-Чукотского пояса).

Для кислой ("игнимбритов больших полей") характерны проявления микроциклов, которые выражаются (от начальных фаз к завершающим) эволюцией расплава – от средне-кислого состава к кислому и среднему. Отдельные потоки андезитов в верхней части игнимбритового комплекса характерны как для Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (внутренняя зона), так и для Юно-Восточно-Китайского пояса, северной его части – Чжэцзянского звена [Tao et al., 1988; Тихоокеанская ..., 1991; и др.].

Вулкано-плутонические фации первого цикла развиты весьма ограниченно. Главным образом, это мелкие тела и массивы, сложенные фазами от

габбро-габбродиоритов до гранодиоритов и гранитов. Фаза кислого вулканизма периода игнимбриобразования представлена редкими экструзивами и субвулканическими интрузиями гранитной фазы.

Фазой извержения игнимбритов завершился ранний цикл, для которого характерен покровный и многообъемный характер вулканической деятельности, главным образом, трещинного типа.

Средний цикл представлен кальдерными комплексами центрального типа.

В Сихотэ-Алинском поясе этому этапу соответствует формирование самаргинского и сияновского комплексов в центральном и южном отрезках пояса и их аналогов – северном. Отмечается два типа разрезов вулканитов – дацит-липаритовый во внешней зоне и южном отрезке и андезит-базальт-андезит-дацитовый – во внутренней зоне и в северном звене. Эффузивно-пирокластические образования соответствуют вулcano-плутоническому дифференцированному комплексу габбро-монцонит-гранитной формации.

В Юго-Восточно-Китайском поясе этот цикл представлен также двумя разрезами: дацит-липаритовым и гранодиорит-гранитной ассоциацией во внешней зоне: андезит-андезит-дацит-липаритовой и диорит-гранитной ассоциацией во внутренней зоне и Чжэцзянском звене (верхняя часть формации Моши-Шань; [Tao et al., 1988; Zhan, 1985].

В Охотско-Чукотском поясе ко второму циклу к ранней стадии относятся образования, представленные хетанинским комплексом и хольчанским – в Охотском, окланским – в Пенжинском секторах внешней зоны. В Центрально-Чукотском – этому этапу соответствует коэкуньская свита внешней и внутренней зон.

Верхняя часть среднего цикла в окраинных поясах соответствует уровню формирования вулканитов кислого состава. В Восточно-Сихотэ-Алинском поясе это богопольский комплекс (кальдерные образования игнимбритов, экструзивно-дайки и субвулканические комплексы гранитов, гранит-порфиров и монцосиенит-лейкогранитовой ассоциации).

В Юго-Восточно-Китайском поясе этой части среднего цикла соответствует поздняяньшаньская формация липарито-дацитов и субвулканических гранитов.

В Охотско-Чукотском поясе это многочисленные образования кальдерных фаций – уракский, аганский, еропольский, эргываамский и др. комплексы [Белый, 1977; Котляр, 1986; Сахно, Полин, 1984; и др.].

Завершающим циклом является бимодальный вулканизм, представленный двумя типами контрастных формаций – "неродственной" и "родственной". Для первой базальты и дацит-липариты являются производными различных уровней генерации расплава: кузнецовский-кесдровский, кузнецовский-масловский комплексы центрального и северного звена Восточно-Сихотэ-Алинского пояса: медвежинско-белоувалинский – Восточно-Чукотского звена и еропольский комплекс Анадырского сектора. В Юго-

Восточно-Китайском поясе это формация Чаочуань (базальт-липаритов) и Шимао-Шань (габбро-миароловые граниты) [Белый, 1977, Сахно, Полин, 1984; Полин, 1990; Мартынов, 1983; Попов, 1986; Тихоокеанская..., 1991; Tao et al., 1988; Geology of China, 1986; и др.]

Родственная базальт-липаритовая формация развита ограниченно и тяготеет к внешней зоне и к структурам центрального типа, развитым среди полей базальтов, большая часть которых может быть отнесена к щелочным натровым базальтам (тнеквэзмский комплекс Восточно-Чукотского звена, комплекс щелочных гранитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, формация Таншань Чжэцзянского звена Юго-Восточно-Китайского пояса, щелочные граниты Охотского звена – Нелькобинский массив и др.).

Во внутриконтинентальных поясах в силу разнообразия структурно-морфологических типов магматизм имеет более сложную эволюцию. Для него также свойственно в целом гомодромный и полициклический характер развития. Наиболее четко проявлены раннемеловой и позднемеловой циклы. Породы раннего цикла доминируют в структурах внутри блоков.

Раннемеловой, а в некоторых пограничных поясах (Больше-Хинганский, Иньшань-Яньшаньский (позднеюрско-раннемеловой цикл отличается сложной эволюцией состава: от дацитов и липарито-дацитов к андезитам и трахиандезитам и андезито-базальтам с завершающей фазой извержения кислых вулканитов (станолирский и солнечный комплексы Хингано-Олонойского прогиба и Тырминской впадины).

В Иньшань-Яньшанском поясе на крайнем востоке (впадина Ванцин и др.) ранний этап представлен кислыми лавами, которые выше сменяются мощной толщей андезитов. На западном фланге пояса (Внутренняя Монголия) основная часть разреза представлена базальт-андезито-базальтовым комплексом.

Заключительная кислая фаза раннего цикла проявилась повсеместно. Наиболее характерна она для вулканических зон, находящихся на стыке жесткого массива и складчатого обрамления (Балджальская, Эзопска, Восточно-Шандунская и др.).

По бортам впадин и на поднятиях развиты трещинные тела габбро-монзонит-гранодиоритовой формации. В крупных сводовых поднятиях (в пограничных поясах – Огоджинско-Умлеканском, Цинлиньском) характерны крупные интрузивные массивы габбродиорит-гранитной и диорит-гранодиоритовой формации [Сухов, 1976; Geology of China, 1986; и др.]. По периферии крупных сводовых поднятий – трещинные тела пикрит-щелочнобазальтовой формации (даянский комплекс, по Н.В. Огнянову, С.О. Максиму).

Таким образом, среди эффузивных образований раннего этапа проявлена сложная цикличность, но при полном преобладании средних пород.

Верхнемеловой вулканизм характеризуется цикличностью извержения от основных и средних к кислым фазам. Цикличность не везде проявле-

на полностью. Основные и средние эффузивы отсутствуют или развиты ограниченно в основании разреза крупных сводовых поднятий, но появляются к заключительным этапам развития (силинские андезиты-дациты Баджала, водораздельная часть Селитканской зоны).

В пределах кислой фазы вулканизма в сводовых поднятиях отмечаются микроциклы (аракотская фаза баджальского комплекса Баджальского свода; авлинская фаза Селитканской зоны и др.).

Наиболее мощно фаза кислого вулканизма проявилась в структурах на стыке кристаллических массивов и обрамляющих их складчатых областей.

Дат-палеогеновый вулканизм представлен незавершенным циклом – излиянием лав основного и среднего состава. Восточнее, в Лаолин-Гродековской зоне (в Краскинской, Верхне-Сидиминской и др. депрессиях) цикл завершился средне-кислыми и кислыми фазами извержений (зайсановская, новопоSETская и др. свиты, по данным М.Д.Рязанцевой и др.).

В центральных районах (мелкие грабены) вдоль разлома Таньлу, а также во впадине Сунлю в составе палеогеновых битоминозных сланцев известны туфы среднего состава [Сахно, 1976].

Таким образом, для внутриконтинентальных вулканических поясов и зон отмечается преобладание пород первого цикла, главным образом среднего состава, доминирующих во всех разрезах. Верхняя фаза цикла, представленная кислыми вулканитами, более полно проявлена в северо-восточных впадинах, расположенных по восточной окраине Буреинского массива (Баджальская, Надань-Хада-Бикинская и др.).

Поздне меловой цикл, особенно породы кислого состава, доминируют в зонах и структурах восточной окраины Буреинского массива. В рифтогенных впадинах, развитых вдоль разлома Таньлу в пределах Южно-Китайского геоблока (параплатформа Янцзы), доминируют поздне меловые и палеогеновые средне-основные лавы [Wenda, 1981].

В рифтогенных впадинах (Наньу и др.) на восточном окончании Цинлинского пояса палеогеновый этап представлен базальт-фонолитовым комплексом.

В заключение следует подчеркнуть, что для континентальной части Востока Азии в позднем мезозое намечаются два направления миграции вулканизма во времени. Первое направление – широтная миграция с запада на восток, омоложение магматических циклов. Это общая тихоокеанская тенденция, на которую указывали многие исследователи (Н.С. Нагибина, Ю.М. Пушаровский и др.), но теперь доказанная определением абсолютных датировок магматических пород. Второе направление связано с омоложением этапов вулканизма вдоль простирающихся поясов – с юго-запада на северо-восток. Это отчетливо проявлено в Южно-Китайском и Восточно-Сихотэ-Алинском поясах.

Глава 5

ЗОНЫ ПЛЮМОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Ранее было отмечено, что помимо окраинно-континентальных вулканических поясов, которые охватывают всю окраинную часть Восточной Азии от Чукотки до Вьетнама, существует другая генетическая группа поясов и зон – внутриконтинентальных. Для них были отмечены ряд структурных особенностей размещения и черты петрохимического состава вулканогенных толщ (см. гл. 2-4).

Помимо этого, среди них были выделены ареальные зоны вулканизма, которые, как правило, приурочены к кратонам и микрократонам, представляющих собой сиалические блоки, неоднократно подвергавшиеся тектономагматической активизации. Ареальные зоны представлены комплексами пород, которые с позиции современной петрологии выделяются как центры внутриплитного вулканизма, что в большей степени соответствует проявлениям горячих точек, наиболее четко сформулированных Дж. Вильсоном.

С момента появления концепции горячих точек Дж. Вильсона прошло около 40 лет. За это время наука и прежде всего сейсмология сделала величайшие достижения. С помощью глубинного сейсмического зондирования были подтверждены корни таких точек, уходящие глубоко в мантию. Более того, сейсмическим зондированием поверхности внешнего ядра были установлены поднятия, которые, как предполагают сейсмологи, провоцируют подъем разогретого материала в мантии, а на поверхности Земли извержения вулканов. Но это на островах океанического дна: Исландии, на Гавайях, Таити и т.д. Не является исключением и континентальная часть планеты. Обнаружены центры активного влияния таких плюмов на древних континентах. Петрологические исследования горячих точек (плюмов) на океанических островах и континентах выявили своеобразный комплекс петролого-геохимических особенностей. Первое – импульсный характер проявления плюмового вулканизма, связанного с периодами инверсий магнитного поля, приуроченность к этим инверсиям внедренных сверхглубинных кимберлитовых и лампроитовых трубок. И, как считают авторитетные петрологи (А.А. Маракушев, С. Хаггерти и др.), загрузка алмазами таких пород происходила в пограничной зоне D'' внешнего ядра. Эксперименты показывают, что такое явление вполне возможно. Второе – проявление плюмового вулканизма сопровождается обогащением необычным комплексом некогерентных элементов. Третье – рост и продвижение плюма сопровождается высоким потоком восстановленных флюидов, главным образом водорода. В процессе продвижения в верхние горизонты его состав усложняется за счет реакции диспропорционирования [Маракушев,

1999], и появляются флюиды, способствующие плавлению пород мантии и появлению базальтовых расплавов.

Высокий поток восстановленных флюидов (водород, хлор, фтор, сера, метан), способствующий экстракции многих рудных компонентов и в дальнейшем при их инверсии формированию огромного комплекса рудных формаций, в том числе и газовой-жидких углеводородных месторождений.

Мантйные струи (плюмажи), судя по вариациям изотопных характеристик, не однообразны. Их состав видоизменяется и зависит от субстрата, через которые они проходят: через зоны деплетирования мантии и метасоматизированных областей. А в континентальных блоках, где кора была сформирована 2-3 млрд лет назад и была расслоена, происхождение такого плюма также имело определенные следствия. Активизация плюмовых точек сопряжена с общей эволюцией глубин и, как отмечалось выше, с периодами инверсий магнитных полей и импульсами (взрывами) на поверхности внешнего ядра. Импульсивный характер и определяет время жизни таких плюмов. Безусловно, изучение таких областей, где плюмовый вулканизм проявлялся неоднократно, представляет теоретический интерес. В настоящее время инструментальная база вполне устраивает проведение таких исследований на территориях Дальнего Востока. В 70-е годы были начаты такие исследования группой геологов под руководством академика Л.А. Богатикова, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка в Центральной Азии. И первые результаты показали, что центры плюмового вулканизма развиты весьма широко и отличаются своеобразием развития вулканических комплексов. Это относится и к Восточной части окраины Азии. Даже первые исследования показали, что здесь развиты глубинные породы (кимберлиты, лампроиты, высоко калиевые базальты, меймечиты и т.д.) и связанные с ними полезные ископаемые.

Новые данные по составу вулканических пород кратонов Востока Азии (Охотского, Омолонского, Центрально-Китайского и др.) дают основание считать, что внутриплитный вулканизм здесь имеет место, но его масштабы проявления во многом зависят от изучения этих образований, главным образом, детальных петролого-геохимических исследований. В этом отношении наиболее изученным является внутриплитный вулканизм Центральной Азии [Ярмолюк, Коваленко, 1995; Ярмолюк и др., 2000], в меньшей степени – Восточной- и Северо-Восточной Азии [Sakhno, 1996; Sakhno, Maximov, 1996; Моисеенко, Сахно, 2000; Tatsumi et al., 2000; и др.].

Анализ вулканической деятельности в континентальной части Востока Азии и особенно в пределах древних блоков с возрастом коры архей-протерозой отмечает устойчивую приуроченность развития вулканизма в фанерозое и, в большей степени, в мезозое. Устойчивая связь вулканизма с определенными структурами отмечалась и для территории Центральной Азии, для которой на протяжении последних 150 млн лет произошло не менее 13 фаз магматизма [Ярмолюк, Коваленко, 1995]. Следует подчерк-

нуть, что как для Центральной Азии, так и ее Восточной части, площади как отдельных фаз и в целом для мезозоя-кайнозоя, могут быть описаны замкнутым овалом с центром или центрами глубинного вулканизма с внутриплитными характеристиками и извержением наиболее глубинных пород: кимберлитов, лампроитов и щелочных базальтов с включениями ультраосновных пород. Это дает основание считать, что вулканизм является проявлением подлитосферного активного источника, положение которого устойчиво и мало менялось на протяжении фанерозоя. Такое положение в современных представлениях связывается с деятельностью плюма, поднимающегося от границы внешнего ядра и нижней мантии [Haggerty, 1994; Ringwood et al., 1992; и др.], и подтверждается современными сейсмическими исследованиями [Wolfe et al., 1997; Helmbarger et al., 1997; и др.] под Гавайями, Исландией и др. районами Земли. Овалы таких площадей при детальном геоморфологических, геологических и палеовулканологических исследованиях приурочены к крупнейшим мегаструктурам центрального типа. Наряду с вулканизмом окраинно-континентального и внутриконтинентального типов, особенности которых рассматривались выше, плюмовый вулканизм Восточной окраины Азии проявлен также широко и многообразно (рис. 20).

Широкое применение дистанционных методов исследования поверхности Земли и особенно космических снимков в последние десятилетия позволили выявить кольцевые структуры, которые охватывают огромные территории. Диаметр таких структур достигает 1,5-2 тыс. км. и более. Наземное геологическое изучение мегаструктур центрального типа показало, что они отличаются конформным расположением геологических объектов различного ранга и соподчиненностью, т.е. закономерностью развития в пределах каждой мегаструктуры. Значение этих объектов огромно для решения многих процессов – тектонических, магматических, металлогенических и, возможно, связано с общей эволюцией глубинных оболочек Земли и первичной ее неоднородностью.

В пределах восточной части Азии выделено несколько крупных мегаструктур центрального типа (МЦТ), перекрывающих всю континентальную окраину и прилегающие регионы [Золотов, 1976; Соловьев, 1978; Кулаков, Сахно, 1982; Кулаков, 1986; и др.] (рис. 21).

Детальный анализ строения и геологической эволюции ряда таких МЦТ показал, что они охватывают крупные геоблоки, в пределах которых размещены кристаллические массивы, складчатые комплексы различного возраста, а также большое количество разноранговых кольцевых комплексов, представляющих долгоживущие магматические центры с рудными районами (РМС – рудно-магматические системы). Геоблоки представляют собой не только структурные тектонические таксоны, но и с позиции геолого-морфоструктурного анализа целостные системы, для которых характерны общие черты развития на различных уровнях геосфер. В строении гео-



блоков, как правило, выделяются архейско-протерозойские ядра – фрагменты древней сиалической коры – кратоны, обрамленные складчатыми образованиями различного возраста консолидации. Для каждого геоблока характерна определенная термальная история, условия развития и глубинная дифференциация, что позволило Л.И.Красному выделить геоблоки различного уровня стояния [Красный, 1984]: Восточно-Чукотский, Омолонский, Колымский, Охотский, Алданский, Амурский, Центрально-Китайский, Восточно-Китайский и др. В фанерозое они неоднократно были подвержены тектоно-магматической активизации, значительно "переработаны" магматическими процессами и разобщены на более мелкие кратоны.

Геофизические исследования геоблоков Африки с ядрами архейских пород показали, что они имеют глубинные "корни" (кили), которые опускаются вглубь мантии на сотни километров [Goodwin, 1985; Haggerty, 1994; и др.]. Глубинные части блоков в разной степени затронуты процессами плавления и вещественной дифференциации. На основе геохимических и изотопных исследований магматических пород и ксенолитов в них можно проследить характер таких преобразований, эволюцию глубинных процессов во времени и вклад мантийных источников в изменение состава вытекаемых глубинных магм [Wedepohl, 1995; Wedepohl, Baumann, 1999; Hofman, 1988; и др.].

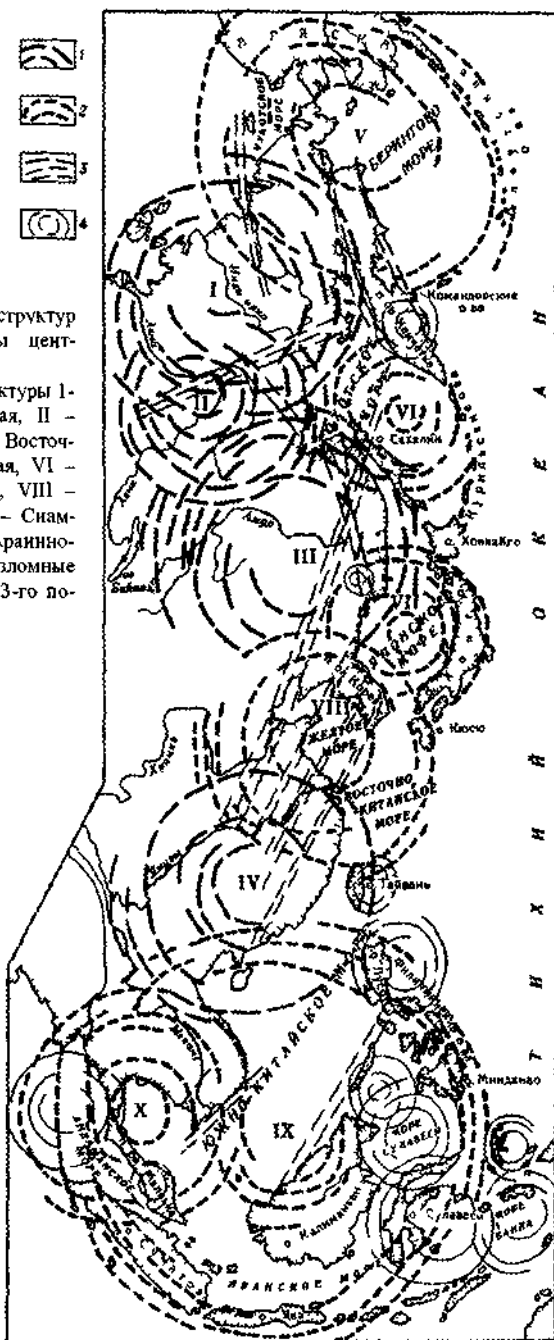
На основе космических, морфометрических и геологических исследований МЦТ выделяются огромные (более 2-3 км в диаметре) мегасводы центрального типа [Золотов, 1976; Соловьев, 1978; Шило и др., 1979; Умитбаев и др., 1980; Таши, 1981; Кулаков, 1977, 1986; и др.], омоложенные более мелкими структурами центрального типа. Одной из таких структур центрального типа является Амурская, которая охватывает территорию бассейна Амура (рис. 22, 23) [Соловьев, 1978]. Анализ геологического строения МЦТ Востока Азии, и особенно российской части (Амурской, Омолонской, Охотской и др.) на мезозойско-кайнозойском этапе тектоно-магматической активизации, наиболее масштабно проявившейся на всей Восточной окраине Азии, показал, что вулканизм охватил все структуры центрального типа. При этом в краевых частях МЦТ он выразился формированием линейных вулканических и вулканоплутонических поясов с из-

Рис. 20. Область распространения мезозойско-кайнозойского континентального вулканизма и области развития племового вулканизма в геоблоках континентальной части Востока Азии

1, 2 – геоблоки. Эс – Эскимосский, Ко – Колымский, Ом – Омолонский, Ох – Охотский, Ал – Алданский, Ам – Амурский, С-К – Северо-Китайский, Ян-Янцзы [Красный, 1976], 3 – Трансрегиональная система разломов: Т-Л – Таньлу; 4 – Зоны скупивания и области проявления магматизма (гранитоидного, андезитового и т.д.); 5 – Региональные разломы (частично сдвиговые зоны); 6 – Предполагаемые зоны разломов; 7 – Разломы у подножья континентальных склонов, 8 – Рифтовые зоны; 9 – Области проявления плутонического магматизма и их возраст (гранитоидного); 10 – Охранно-континентальные пояса, 11 – Внутриконтинентальные пояса; 12 – Мегасводы в пределах геоблоков с проявлениями племового вулканизма

Рис 21 Схема морфоструктур Востока Азии Мегаструктуры центрального типа (Кулаков, 1986)

1 - гигантские морфоструктуры 1-го порядка I - Яно-Котымская, II - Алданская III - Амурская, IV - Восточно-Китайская, V - Берингийская, VI - Охотская, VII - Япономорская, VIII - Корейская, IX - Малайская, X - Сиамская 2 морфоструктуры окраинно-морские 3 - трансрегионные разломные системы, 4 - структуры 2-го и 3-го порядка (диаметром 300 1000 км)



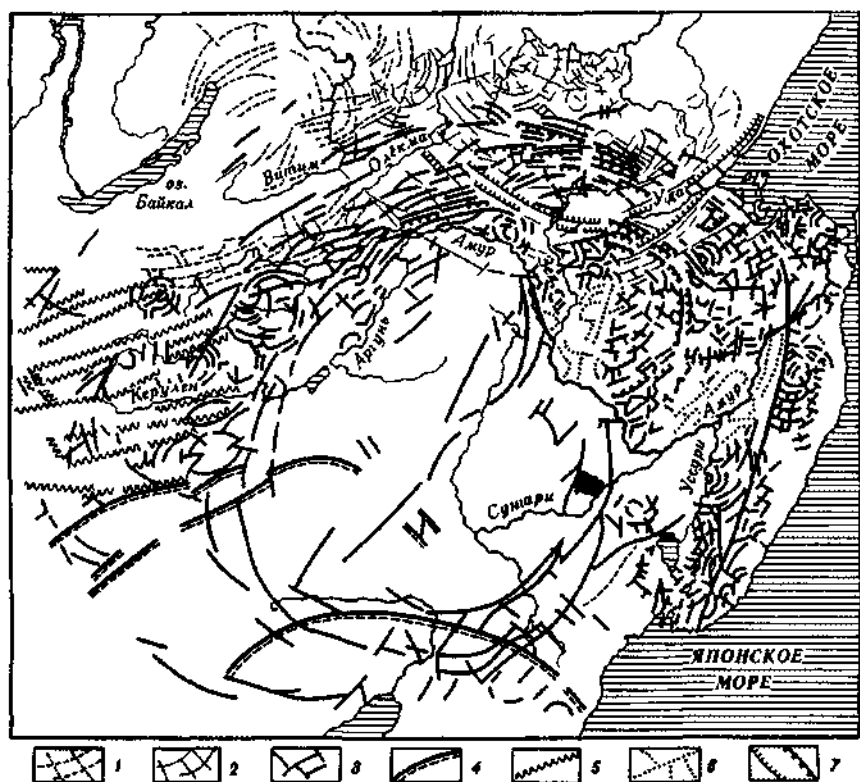


Рис. 22. Схема расположения радиально-концентрических систем разломов вокруг сдвигов и структур проседания Амурской мегаструктуры (по М. Золотову, 1976)

1-5 – разломы систем: 1 – Байкальской, 2 – Алданской, 3 – Аргунь-Бурейнской, 4 – Сино-Корейской, 5 – Восточного фланга Монгольской; 6 – разломы, скрытые под рыхлым чехлом (по геофизическим данным); 7 – разломы с установленным падением (бергштрих в сторону наклона)

вержением пород известково-щелочного типа и базитовой геохимической спецификой. Внутри МЦТ в большей степени проявлен вулканизм рифтогенного и ареального типов с внутриплитными характеристиками, свойственными плюмовому вулканизму. Более четко это отражено в вулканических комплексах (рифтовых зонах и аппаратах центрального типа – трубках, вулканах) на позднем кайнозойском этапе эволюции магматизма мегаструктур.

Если линейные пояса окраинно-континентального типа Восточной окраины Азии (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Юго-Восточно-Китайский и др.), а также внутриконтинентальные зоны (Огоджинско-Умлеканская, Баджалская и др.) изучены более детально, то по вулканизму плюмовых зон весьма мало данных.

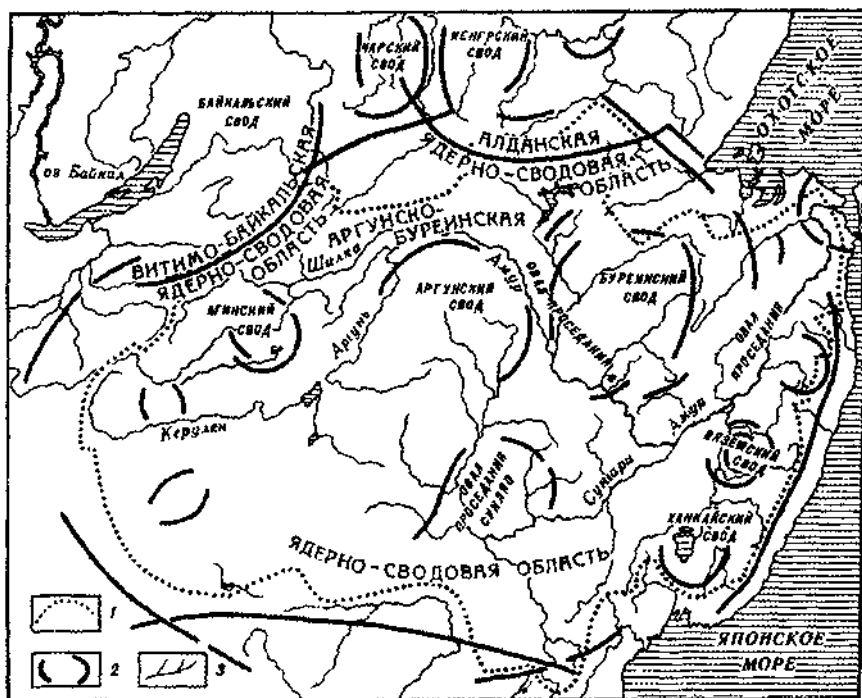


Рис. 23. Схема речной сети Амурской мегаструктуры (Золотов, 1976)

1 - контур Амурского бассейна; 2 - основные структуры центрального типа, речная сеть

Наиболее детально изучена Амурская мегаструктура, в пределах которой в последние годы выделены и описаны центры магматической активности (трубки, покровы, шлаковые конусы и т.д.), отличающиеся особенностями состава пород, геодинамическим режимом развития и формами проявления. Такие проявления известны и в других мегаструктурах центрального типа Азиатской окраины.

5.1. ПЛЮМОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АМУРСКОЙ МЕГАСТРУКТУРЫ

Амурская мегаструктура, впервые выделенная М.Г. Золотовым [1976], В.В. Соловьевым [1978], более детально описана в работах А.П. Кулакова [1978, 1982] и др., что позволило уточнить особенности строения (рис. 22, 23). Более ранние работы по геологии в центральной части Амурской МСТ (Китайский Малый Хинган, Большой Хинган, басс. р.Сунгари), проведенные китайскими и советскими учеными в конце пятидесятых годов, позво-

лили ознакомиться с геологическим строением региона, выделить основные структурные элементы, дать петрогеохимическую характеристику магматических образований [Смирнов, 1963, 1976; Нагибина, 1963; Сахно, 1976; и др.]. Наиболее существенные данные были получены китайскими и российскими геологами при систематических исследованиях геологии и магматизма китайских и российских регионов этой мегаструктуры. В последние годы опубликованы обобщающие работы по геологии Приморья и Дальнего Востока [Назаренко, Бажанов, 1987; Вулканические пояса ... 1984; Тихоокеанская окраина ... 1991; Романовский, 1986; Хангук, Иванов, 1999; Кириллова и др., 1994, 1996; The Geology of China, 1986; Ma Li et al., 1989; Уткин, 1999; Глубинная ... 1992; Геология СССР, 1964, 1970; и др.]. Это позволило выявить главные черты строения и особенности магматизма Амурской МЦТ. Кольцевое строение МЦТ подчеркивается радиально-концентрической системой разломов вокруг сводов и структур проседания [Кулаков, 1986]. Они определяют пространственное размещение складчатых зон и магматических поясов. Ядерная часть структуры представлена архейско-нижнепротерозойскими массивами, значительно переработанными и "расташенными" на отдельные блоки (Цзямусы, Ханкайский) некогда единого кратона. Центральная часть Амурского мегасвода представлена овалом проседания (впадина Сунляо), в основании которой бурением доказано присутствие палеозойских гранитов и докембрийских метаморфических пород [Ma et al., 1989], а в соседней впадине Суэбин, в ее фундаменте, обнаружены кристаллические породы свиты машань (архей-протерозой ?) [Лю Чжаоцзюнь и др., 1997].

Важными элементами мегаструктуры являются протяженные разломы северо-восточного и субширотного направлений. К северо-восточному направлению следует отнести систему Таньлу и серию более мелких разломов, сопровождающих эту систему [Xu et al., 1987; Уткин, 1999; Сахно, 1994; и др.]. Формирование протяженных систем разломов Тихоокеанского направления по окраине Азиатского континента составляет одну из особенностей мезозойского этапа активизации этой части земли. Они расчленяют гетерогенные континентальные структуры на серию протяженных блоков. Геофизические данные подтверждают, что они имеют глубинную природу. Большая часть разломов достигает мантии и проникает в астеносферу. Часть разломов представляет собой левосторонние сдвиги с элементами поперечного растяжения. К ним относятся Илань-Итун, Дун-Мин, Куканский, Цзэцигуанский, Дазэбуганский, Алчанский. Они пересекают центральную часть Амурского свода, вдоль них происходит формирование грабенов и рифтов, в пределах которых на протяжении мезозоя накапливались континентальные осадки озерных, озерно-болотных фаций, частично угленосных. Основные угленосные бассейны располагаются в грабеновых структурах, приуроченных к рифтовой системе Таньлу-Думнин, Илань-Итун и т.д. Осадконакопление сопровождалось вулканическими процесса-

ми, но, как правило, это проходило в форме эксплозивных извержений. Пирокластические толщи формируются в бассейнах угленакопления. Покровные эффузивные фации приурочены к бортам впадин, реже в виде даек пересекают угленосные пласты (впадина Шуаньяшань, Шуаньгуа, Цзиси и др. [Сахно, 1976]. По периферии Амурского мегасвода разломы северо-восточного простирания в большинстве являются магмовыводящими. Вдоль них формируются протяженные вулканические пояса. Вулканический прогиб Б.Хингана и Таяншунский прогиб, разделенные Верхне-Гоньхинским поднятием, формировались под контролем разлома Дазрбугоу (Таюнь-Сигуйтуци) – на западе, а разлома Хэйхе – на востоке [Нагибина, 1963; Лю Чжаоцзюнь и др., 1997]. Геофизическими работами под прогибом Б.Хингана установлена протяженная зона повышенного градиента аномалии силы тяжести [Лю и др. 1997]. (рис. 12).

Очень важную роль играет разлом Илань-Итун, в пределах которого располагаются угленосные впадины на юго-западе, а к северо-востоку он контролирует развитие поздне-мезозойских и кайнозойских осадочных бассейнов Суэбик, Саныцзян (Средне-Амурский). К северо-востоку вдоль этого разлома, а также его северного продолжения – Куканского разлома, располагаются Бирофальский грабен, Кур-Урмийский и т.д. Он отделяет серию поднятий – Фуцзинь, Ульдур-Чуркинское и т.д. [Кириллова и др., 1996; Сахно, 1976, 1994; и др.]. В центральной части разлом Илань-Итун является ограничением впадины Сунляо с востока (рис. 24, 25).

Более мелкие разломы Тихоокеанского направления развиты как в центральной части мегасвода, так и по его периферии. Если на мезозойском этапе вдоль разломов формировались угленосные грабены с малой долей вулканических пород, главным образом, пирокластических, то на кайнозойском этапе – это покровы базальтоидов, занимающие рифтовые долины; а в плиоцене и голоцене вулканизм проявился как в рифтах, так и по периферии впадины Сунляо.

Внешние контуры Амурской МЦТ принимаются весьма условно [Соловьев, 1978; Кулаков, 1986; и др.]. Восточным ограничением свода является серия дуговых разломов, проходящих по шельфу и подводной части континентального склона (Кулаков, 1986). Дуговые разломы, относимые к формированию Амурского мегасвода, обнаружены на побережье Сихотэ-Алиня и о-ва Сахалина [Геология СССР, 1964, 1970; Кулинич и др., 1974; Глубинное..., 1976; и др.]. Юго-восточным ограничением служит серия субширотных разломов Иншань-Яньшаньской системы [Сахно, 1994] или ее аналог – Краевой разлом Северо-Китайской плиты [Лю и др., 1997].

Северо-восточный внешний контур Амурского мегасвода срезается Южно-Тукурингской системой разломов субширотного направления, а также Монголо-Охотско-Становой и Гиллойско-Майской системой, которые принадлежат Алданской МЦТ [Соловьев, 1978; Кулаков, 1986; и др.]. Сопряжение двух мегаструктур отражается развитием системы дуговых

разломов, вдоль которых заложены грабены и впадины, образующие Удско-Зейскую рифтовую зону, протяженностью более 600 км. В зоне взаимодействия Алданской и Амурской МЦТ по дуговым глубинным разломам противоположных направлений (поскольку они наклонены к центру каждой) отмечаются горизонтальные и вертикальные блоковые перемещения и надвиги (зона Токинских блоков и др.) [Годзевич, 1971].

Западная граница охватывает структуры Аргунского поднятия и по серии дуговых разломов она сочленяется с Витимо-Байкальской ядерно-сдвиговой областью [Соловьев, 1976; Кулаков, 1986], для которой, как и для Амурской МЦТ, свойственна неоднократная тектоно-магматическая активизация в фанерозое, интенсивные восходящие движения по периферии и развитие внутриплитного магматизма Центральной Азии [Яромлюк, Коваленко, 1991, 1995].

Следует подчеркнуть, что если во внутреннем контуре Амурской мегаструктуры, который охватывает активизированные блоки центральной части с формированием рифтогенных грабенов, то по ее периферии, вдоль внешнего контура, где развиты складчатые комплексы и где происходит сочленение с разнородными и разновозрастными структурами, активность тектонических процессов наиболее высокая. Мезозойский магматизм здесь проявлен наиболее мощно. С запада, севера и востока вдоль внешнего контура, но в пределах его внутренних границ, были сформированы линейно-дуговые континентальные вулканические пояса: Больше-Хинганский – на западе, Огоджинско-Умлеканский – на севере, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский – на востоке, Иншань-Яньшаньский – на юге. Последний в большей степени плутонический.

Данные о глубинном строении основаны на немногочисленных исследованиях по российской части Дальнего Востока, главным образом, по Приморскому региону, а также южной части Хабаровского края. В последние годы появились результаты исследований китайских геофизиков по трансекту Маньчжурия – Суйфэнхэ [Лю и др., 1997]. Это дает возможность дать характеристику особенностям глубинного строения Амурской мегаструктуры, ее центральной части (впадина Сунляо) и частично периферии (рис. 24, 25).

Под центральной частью Амурской мегаструктуры располагается огромный мантийный диапир Восточной Азии [Ma et al., 1989]. Мощность коры составляет около 30 км (рис. 26), а во впадине Сунляо она сокращается до ≈ 3 км. Поднятие поверхности Мохо отмечается в рифтовых трогах впадины Сунляо, вдоль разломов, которые определяли на всем протяжении мезозоя и в кайнозойское развитие грабенов и рифтовых долин. Наиболее показательным в этом отношении является разлом Илань-Итун, ограничивающий с востока впадину Сунляо, а севернее вдоль него заложены наиболее глубокие приразломные бассейны Изямусы-Итун, а южнее уже на краю Амурской мегаструктуры вдоль разлома Таньлу располагается бассейн Люэхэ

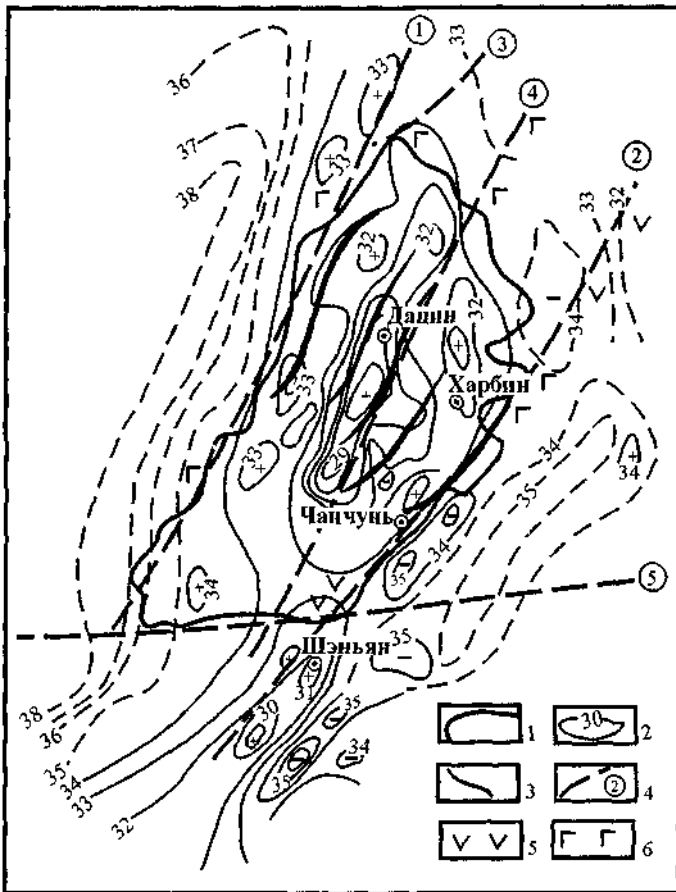


Рис. 24. Схема глубинного строения бассейна Сунляо (Ma et al., 1989).

1 – граница бассейна; 2 – изопакиты поверхности Мохо (в км), 3 – трогги (рифты) в основании бассейна; 4 – основные разломы: 1 – Нэнцзеньский, 2 – Илань-Итун, 3 – Хэйхэ, 4 – Сунь-У-Шуаньсо, 5 – Иншунь-нишаньский (краевой разлом Северо-Китайской плиты); 5 – вулканогенные образования мезозоя, 6 – позднелайнозойские (поздние миоцен-плиоцен) и плейстоцен – современные покровы базальтов и вулканы

с нефтенгазоносными осадками и вулканогенными формациями общей мощностью более 4 км, в котором базальты (покровы) составляют около половины разреза [Chen et al., 1999]. Для таких бассейнов характерна минимальная мощность коры, подъем поверхности Мохо и высокий тепловой поток (рис. 26).

Севернее располагается Амуро-Зейский бассейн, где выделяются пять рифтогенных впадин северо-восточного простирания, разделенных поднятиями, рассеченных разломами северо-восточного и северо-западного на-

правлений, что создает блоковую структуру, подчеркнутую дифференцированным магнитным полем и региональными максимумами силы тяжести, уменьшением мощности коры до 30-34 км, что создает картину, близкую к геофизическому полю провинции Бассейнов и хребтов Запада [Милянковский, 1976; Шестков и др., 1984]. Также как и для бассейнов Люхэ и Сунляо для них характерен повышенный температурный градиент [Малышев, Линина, 1994].

Западная и восточная периферия мегаструктуры (Б.Хинган и Сихотэ-Алинь, соответственно) со складчатым обрамлением характеризуются возрастанием мощности коры до 40 км. Вдоль восточной границы, где располагается окраинно-континентальный пояс, отмечается уступ мощности коры, ее сокращение, подъем мантии и увеличение в основании пояса "базальтового" слоя. Восточная граница, проходящая вдоль материкового склона обреза на Береговом разломе (рис. 12).

Западная периферия мегаструктуры геофизически изучена слабо. Вулканический пояс Большого Хингана располагается на древних породах Аргунского выступа, а в его основании фиксируется зона повышенного градиента аномальной силы тяжести (градиентная зона) северо-восточного простирания [Лю и др., 1997], интерпретировать происхождение которой затруднительно.

Северная и южная граница Амурской мегаструктуры, как отмечалось выше, срезаны субширотными разломами, вдоль которых также сокращена мощность земной коры и располагаются субширотные мезозойские впадины, частично угленосные (впадины Тунтяньин, Ванцин и др. на юге), а на севере размещается Умлекано-Огоджинский вулканический пояс, залеже-

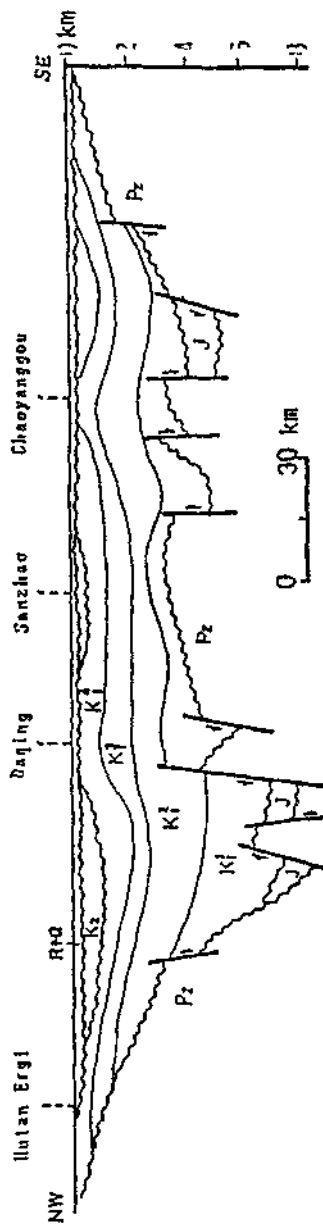
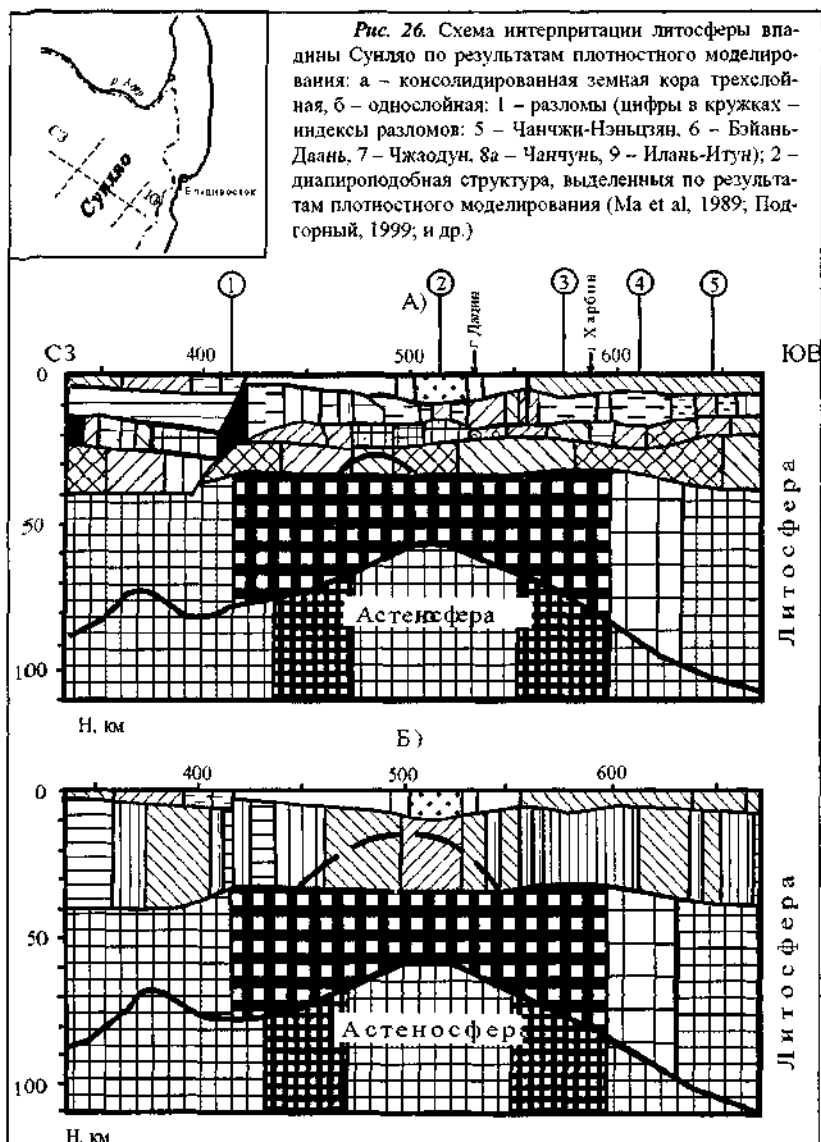


Рис. 25. Схематический разрез через бассейн Сунляо (Ma et al., 1989), выполненного позднемезозойскими континентальными осадками



ние которого обусловлено серией субширотных разломов, возможно, связанных с наложением на окраину Амурской мегаструктуры Алданской (рис. 20,21). Вдоль этого края четко прослеживается серия субширотных магнитных аномалий [Соловьев, 1978]. Возможно, зона сопряжения двух гигантских мегаструктур и определила характер таких границ.

Вдоль периферийных границ мегаструктуры с участками повышенной мощности коры, которые часто имеют линейное расположение и конформны в целом простиранию МЦТ, отмечаются зоны разуплотнения, уходящие в мантию на глубину 80-100 км [Лишневский, 1980; Брянский, 1983; Глубинная..., 1992; и др.] и, как правило, являющиеся гранитоидными системами, с которыми связаны рудные месторождения и рудопроявления (рудно-магматические системы – РМС, по Г.М. Власову, 1979; и др.). Более детальная их характеристика, особенности эволюции, и петрогеохимические модели будут рассмотрены ниже в разделе о рудных формациях.

Наиболее сложным и очень важным вопросом является корреляция вулканических и вулканоплутонических комплексов Амурской МЦТ. Учитывая редкие находки в вулканогенных толщах отпечатков растений и ограниченное количество абсолютных датировок, вопрос корреляции имеет условный характер. Но последние работы по осадочно-вулканогенным образованиям позволяют решать вопросы корреляции вулканических комплексов центральных и периферийных районов Амурской МЦТ, а также вопросы геодинамических режимов их формирования [Лю и др., 1997; Кириллова и др., 1996; Ma et al., 1989; и др.].

Наиболее существенными данными являются результаты бурения в нефтегазоносной впадине Сунляо, где получена хорошая стратификация меловых и кайнозойских осадков, а также данные по впадине Саньцзян и Суэбин (рис. 25).

Во впадине Сунляо общая мощность осадков определяется более чем 6 км. Палиностратиграфические, магнитометрические и радиометрические данные показали, что мезозойский комплекс осадков начинается поздней юрой и продолжается в мезозое вплоть до палеогена с небольшими перерывами. Следует отметить, что в составе мезозойских осадков присутствуют туфы среднего и кислого состава, что позволяет их коррелировать с соседними территориями МЦТ.

Авторами стратиграфических корреляций выделяются шесть тектоностратиграфических комплексов (ТСК). Первые два охватывают по времени от поздней перми до средней юры включительно, развиты, главным образом, по восточной периферии мегасвода в Приморье. От поздней юры до миоцена-четвертичного времени ТСК формировались как в центральной части, так и по периферии Амурской МЦТ. Состав и геодинамический режим формирования этих комплексов широко освещены в научных публикациях, что дает возможность сделать краткие выводы, главные из них:

а) позднеюрский-готеривский период формирует вулканический пояс Большого Хингана, заполняет серию рифтогенных впадин, в том числе Сунляо, Амуро-Зейскую, угленосные бассейны Цзиси и Мулин, а на юге – субширотные приразломные впадины Ванцин, Тунтяньин и др. Восточнее, на континентальной окраине накапливались кремнисто-глинистые формации, турбидиты, в рифтовых трогах – вулканогенные образования базальт-

щелочно-базальтового и меймечит-пикритового состава. На Большом Хингане этому комплексу соответствуют формация и свиты тануланьгоу и цзисяфэн; во впадине Сунляо – формация Дэнлоуку; в Амуро-Зейской – свиты итикутская и поярковская; во впадинах Мулин и Цзиси – свиты мулин, дидао, цзиси; в южных угленосных впадинах Ванцин и др. – свита тунтяньи; в Бикинском прогибе – култухинская свита; и т.д.

б) нижнемеловой (послеготеривский)-верхнемеловой период заполняет верхнюю часть прогиба Б.Хингана (формации Шанкули и Иликадэ), во впадине Сунляо – мощная серия нефтегазоносных пород (формации Цюаньтоу, Циньшанкоу, Нэньчэян и т.д.; во впадинах Мулин, Цзиси (в грабенах разлома Илинь-Итун) – формации Бомихэ, туфы и лавы андезитов (137,5 млн лет); Дунталин – туфы кислого состава (118 млн лет), Мулин; Дуньшань – вулканогенные брекчии среднего состава; Хоушигоу, Хайлан – туфогенные песчаники и туфы, возраст – коньяк; Чипинхэ – ранний маастрихт и формация Яньво; формации андезитов и дацитов (верхний маастрихт?). Венчают разрез миоценовые и позднемiocеновые базальты, образующие как самостоятельные покровы, так и прослои среди угленосных отложений (формация Фудзинь).

Во впадине северной части разлома Илань-Итун, в пределах разломов Тастахского-Куканского известны толщи андезитов (больше-чуркинская толща), риолитов (шукипоктойская) аптского возраста. Среди бирской угленосной толщи (поздний альб-ранний сеноман) известны туфы среднего и кислого состава.

Во впадинах Амуро-Зейского бассейна вулканы известны среди верхней части поярковской свиты (нижней альб) и кислые лавы цагайской свиты (маастрихт-даний). Здесь же известны покровы базальтов, которые условно относятся к миоцену.

Восточнее, в рифтовых бассейнах, вдоль разлома Дунмин и его восточного продолжения – разлома Алчанского (Алчанский прогиб), известны комплексы пород от поздней юры до позднего мела, среди которых в позднелурских-раннемеловых комплексах распространены эффузивы основного состава (пикриты, меймечиты, толентовые базальты); в меловых (альб) – базальты и игнимбриты кислого состава, а в кайнозойских – щелочные базальты, толентовые базальты, трахиты и т.д.

Еще восточнее, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, в его фундаменте известны породы кемской толщи и ее аналогов, представленные от базальтов и трахибазальтов до андезитов и риолитов (лужкинская и др.).

Севернее, среди осадочных комплексов Нижнего Амура, распространены эффузивы основного, среднего и кислого состава, аналоги вулканогенных образований бассейна рек Самарга-Кема.

По южной окраине Амурского мегасвода в приразломных впадинах и грабенах разломной Иншань-Яньшаньской системы среди угленосных отложений развиты базальт-андезито-базальтовые и риолит-дацитовые лавы и туфы, относимые к раннему мелу.

Анализируя основные данные по характеру распределения вулканических образований Амурской МЦТ, следует подчеркнуть, что вулканизм в мезозойско-кайнозойский этап активизации Амурского мегасвода проявлялся неоднократно, на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, но его интенсивность была неодинаковой. Наиболее интенсивно вулканизм протекал по периферии мегаструктуры, где были сформированы вулканические пояса с огромной мощностью вулканогенных пород и ограниченными мощностями осадочных образований. В структурном плане вулканогенные образования формировались в приразломных и предсдвиговых прогибах и грабенах, фундаментом которых были породы складчатого обрамления. По внешнему обрамлению мегасвода фиксируются зоны разуплотнения, уходящие в верхнюю мантию. К зонам разуплотнения приурочены пояса и массивы гранитоидов и связанные с ними рудно-магматические (РМС) системы, в пределах которых формировались разнопрофильные месторождения, часть из них может быть отнесена к большеобъемным месторождениям (Баджальская, Комсомольская и др. РМС).

В центральных частях Амурского мегасвода вулканизм проявился значительно слабее по бортам рифтовых впадин, но к периферии, по простиранию рифтовых прогибов, интенсивность возрастает (Верхне-Селемджинская зона, Селитканский пояс и т.д.).

В позднем мезозое и кайнозое на флангах мегасвода вулканизм был более активен, чем в ядерной части. Здесь он был сосредоточен в рифтах, где представлен, главным образом, базальт-щелочно-базальтовой серией. На флангах мегасвода, в Восточном Сихотэ-Алине, на юге вдоль Иншань-Яньшаньской разломной зоны формировались более мощные покровы, в которых преобладали толентовые серии, но известны и промежуточные серии пород. Намечается общая тенденция омоложения базальтового вулканизма к центру мегасвода: четвертичный и древнечетвертичный вулканизм, его центры размещались по периферии впадины Сунляо. Наиболее молодые извержения с возрастом от 0,5 млн лет до современных известны в северной части впадины Сунляо (вулканические группы Удалянчи-Эркэшань, Кэлоу). Состав базальтоидов вместе с омоложением извержений приобретает все более калиевую специфику, вплоть до извержения высококалиевых фонолитов и трахитов извержения 1719-1721 гг. (вулкан Хэй-луншань из группы Удалянчи)

Широкий диапазон проявлений вулканизма во времени, разнообразных структурных форм и геодинамических режимов его проявления определяет и характер петрогеохимических типов и серии вулканических пород Амурской мегаструктуры. Как уже отмечалось ранее, среди большого раз-

нообразия петрогеохимических типов выделяется известково-щелочная серия, которая является преобладающей как внутри, так и во внешней частях мегаструктуры на этапе мезозойского вулканизма. В меньшей степени здесь проявлены толеитовые и щелочные серии. Но сопоставление этих серий из различных регионов мегаструктуры выявляет определенную закономерность: при общем доминировании пород известково-щелочной серии, возрастает доля щелочных комплексов во внутреннем контуре мегаструктуры. Характерна и другая тенденция – увеличение щелочности (калиево-сти, прежде всего) с омоложением вулканических проявлений. Ранее было отмечено, что вулканические породы континентальных структур по сравнению с окраинными (окраинно-континентальными поясами) отличаются по содержанию когерентных и некогерентных микроэлементов в среднеосновных членах серий: высокие концентрации Cr и Ni, Nb, La, Sr, Ba, но низкие Rb, повышенные содержания калия, натрия и магния [Сахно, 1976, 1994; Моисеенко, Сахно, 1982; Вулканические пояса..., 1984; и др.].

Анализ характера распределения редкоземельных элементов в андезитах таких комплексов позволяет выделить их в особую группу, так называемых высокомагнезиальных андезитов, близких по петрогеохимическим признакам к вулканикам обстановок содвиговых разломов калифорнийского типа, при которых возникают мантийные окна (slab-window) [Ханчук, Иванов, 1999] или глубокие щелевидные содвиговые разломы, которые возникают при движении литосферных плит или отдельных блоков относительно друг друга [Уткин, 1980; Сахно, 1991; Tappinier et al., 1986; и др.]. Эти породы были обнаружены во многих рифтовых бассейнах во внутреннем контуре Амурской мегаструктуры. Гораздо реже они встречаются в периферийных частях мегаструктуры, в окраинно-континентальном Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, главным образом, в рифтогенных впадинах вдоль разломов.

Особое место в вулканизме этого региона занимают щелочные основные и ультраосновные породы. Среди них выделяются кимберлитовые алмазонасные трубки на Ханкайском массиве, предположительно пермского возраста; пикритовые базальты и меймечиты рифтогенных трогов по окраине Ханкайского массива (J_3-K_1); лампронитовые трубки Буреинского массива раннемелового возраста (115-117 млн лет); позднемиоценовые базальтовые плато (Шкотовский, Борисовский и др.); моногенные вулканы и трубки щелочных базальтоидов (позднемиоцен-плиоценового возраста, 8-11 млн лет); плейстоцен-голоценовые вулканы высококальциевых лав (фонолитов, трахитов и др.) (вулканическая группа Удаляичи, Эркэшан-Келюу и др.).

Таким образом, в Амурской мегаструктуре на различных этапах тектоно-магматической ее истории выделяется несколько периодов плюмового вулканизма:

1. Кимберлитовый (поздний палеозой);
2. Меймечит-пикритовый рифтовых долин и трогов (J_3-K_1).

3. Лампроитовый (пикрит-щелочно-базальтовый (K_1));
4. Высокомагнезиальных андезитов грабенов и приразломных бассейнов (K_1 - K_2);
5. Щелочно-базальтовый рифтов и центральных аппаратов (N - Q_4).

5 1 1 КИМБЕРЛИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Геофизические аномалии трубчатого типа (более ста штук) были выявлены при геофизических исследованиях на Ханкайском массиве геологами "Приморгеофизика" в 1992 г. Бурение двух таких аномалий подтвердило, что трубчатые тела сложены брекчиями с обломками ультраосновных пород. В пробах, отобранных из этих скважин, были обнаружены осколки алмазов, самый большой из которых достигал размера 1,2 мм [Гурулев и др., 1995; Сахно и др., 1997]. Геологические, петрогеохимические и другие исследования района выявили особенности строения трубок и состава слагающих их пород.

Участок, на котором были обнаружены алмазы, расположен в северной части Ханкайского массива, на сочленении Матвеевского и Нахимовского блоков (микрократонов), сложенных архейскими-раннепротерозойскими гнейсами, гранито-гнейсами, мраморами, и в пределах разделяющей их Кабаргинской подвижной зоны с широко представленными здесь позднепротерозойскими формациями железистых кварцитов, известняков, доломитов в непосредственной близости и зоне влияния Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома (рис. 27, 28). Западнее Ханкайский массив и его микрократоны Матвеевский и Нахимовский отделены разломной зоной Дуньхуа, являющейся восточной ветвью системы Таньлу, от микрократонов массива Цзямусы, к северу от которых выделяются микрократоны восточной окраины Бурейнского массива – Урнийский и др. Особенностью всех древних кристаллических образований юга Дальнего Востока является их раздробленность, где отдельные блоки (микрократоны) с архейско-нижнепротерозойским фундаментом разделены складчатыми образованиями более молодого возраста в результате необратимых тектоно-магматических процессов палеозойского и мезозойского возраста.

Это же свойственно и Курханскому участку, в пределах которого были найдены взрывные трубки с алмазоносными породами (рис. 29, 30). На этом участке известны верхнепротерозойские метаморфизованные и скарнированные известняки, доломиты, кремнистые и графитистые сланцы, железистые кварциты. Здесь же вскрыты покровы риолитов нижней перми, плутонические породы (граниты, габбро и габбро-диориты) среднего палеозоя.

Западнее Курханского участка в Матвеевском блоке встречаются позднеархейские образования – гнейсы, гранито-гнейсы, мрамора. К северу и востоку находятся раннепалеозойские терригенные образования тамгинской серии.

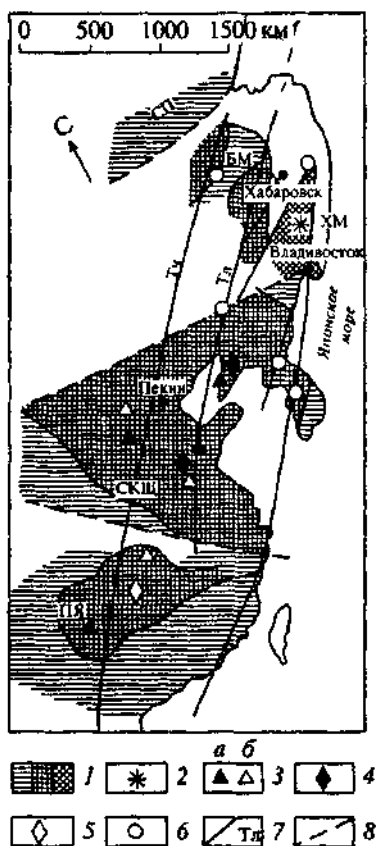


Рис. 27. Схема распространения алмазонасных кимберлитоподобных пород Востока Азии

! – кратоны СП – Сибирская платформа, СКШ – Сино-Корейский щит ПЯ – платформа Янцзы, БМ – Бурейнский массив, ХМ – Ханкайский массив, 2 – трубки Ханкайского массива, 3 – трубки кимберлитовые (залитые) и лампроитовые (светлые триугольники); 4 – алмазонасные кимберлиты; 5 – аллювиальные отложения с алмазами; 6 – кимберлитоподобные и родственные им породы и базальтоиды с находками алмазов, 7 – трансрегиональные системы разломов: Тч – Танченский, Тл – Тавьлу, 8 – межблоковые и региональные разломы

Все эти породы в виде обломков различной размерности встречаются в ксенобрекчиях в керне скважин, пробуренных на Курханском участке (рис. 28, 29). Поверхностные канавные работы, геофизические исследования (магнито-, электро- и сейсморазведка) и пробуренные скважины позволили оконтурить Курханскую диатрему, представляющую собой две сближенные трубки взрыва, сужающиеся, но не соединяющиеся на глубине. Как позволяют судить геологические и геофизические данные, трубки имеют воронкообразную форму, резко расширяясь у поверхности. Все тело трубок заполнено массивными брекчиями, обломки которых представлены вмещающими породами (гнейсами, мраморами, катаклазированным гранитом), а также и ультраосновными породами. Размер обломков ультраосновных пород колеблется в широких пределах – от миллиметра и меньше до двух-трех и пяти сантиметров. Они имеют округлое очертание, погружены в мелкозернистую серпентинизированную массу, что не позволяет провести четкие границы обломков. К ним приурочены скопления чешуек талька и



Рис. 28. Структурная позиция потенциальных кимберлитовых полей Кабарга-Тамгинской кимберлитовой провинции (Гурулев и др., 1995).

1 – архейско-нижнепротерозойские жесткие блоки (микрократоны): гнейсы, гранито-гнейсы, мраморы; 2 – Кабаргинская структурно-формационная зона (КЗ) верхнепротерозойских эпиконтинентальных формаций: терригенной, карбонатной, железорудной; 3 – силурийская терригенная формация (тамгинская серия); 4 – Сихотэ-Алинская геосинклиналино-складчатая система (Малиновская структурно-формационная зона); 5 – раннепалеозойские граниты (плутонические пояса); 6 – Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, риолиты; 7 – зона Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома; 8 – надвиги; 9 – прочие разломы; 10 – потенциальные кимберлитовые поля (1,2,3,...); 11 – Курханское проявление алмазов, 12 – аномалия № 5

тремолита. Значительная серпентинизация проявлена повсюду. По оптическим определениям серпентин можно отнести к lizardиту, который находится в ассоциации с пылевидным рудным минералом (магнетитом), шестоватыми зернами тремолита и гранулированными зернами оливина. Первичная порода в обломках, сохранившихся от грануляции, состоит из мелких изометричных зерен оливина и полисинтетически сдвойникового бесцветного диоксида, слагающих основную массу с размерностью от 0,1 до 0,3 мм. На фоне основной массы породы нередко видны давленные фенокристы оливина величиной до 2,4 мм и обломки зерен оливина размером

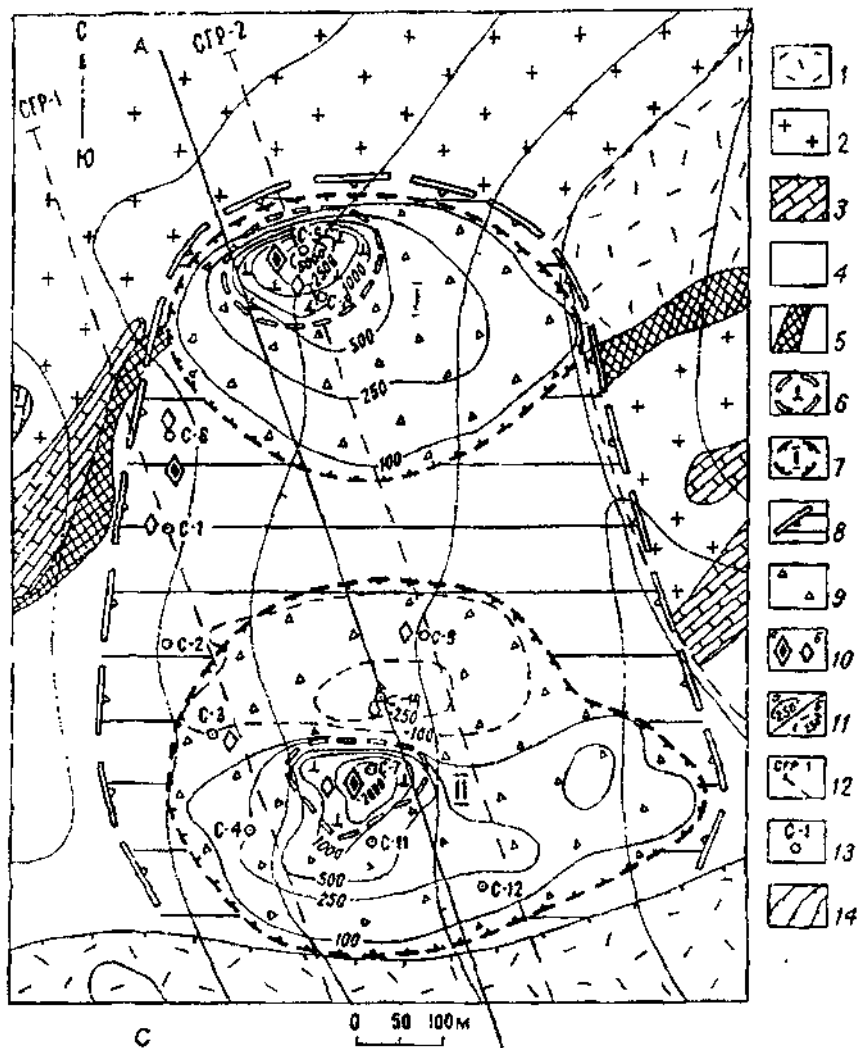


Рис. 29. Курханский участок проявления кимберлитоподобных алмазоносных пород (Гурулев и др., 1995).

1 – нижняя пермь, риолиты; 2 – средний палеозой, граниты; 3 – верхний протерозой, метаморфизованные и сканированные известняки и доломиты. Скарны с полиметаллической минерализацией; 5 – минерализованные зоны дробления; 6 – тела брекчий, содержащих алмазы; 7 – трубки взрыва: I – Хан, II – Маяк; 8 – контур Курханской двойной диаметры, выполненной до глубины 40-80 м ксенобрекчиями на песчано-глинистом цементе; 9 – ксенобрекчия кимберлитовая (?); 10 – алмазы и пиропы, обнаруженные при анализе: а – проб, б – шлифового опробования; 11 – аномалии магнитного поля Т (нТл): а – положительные, б – отрицательные; 12 – линии сейсмопрофилей; 13 – скважины колонкового бурения; 14 – изогипсы рельефа

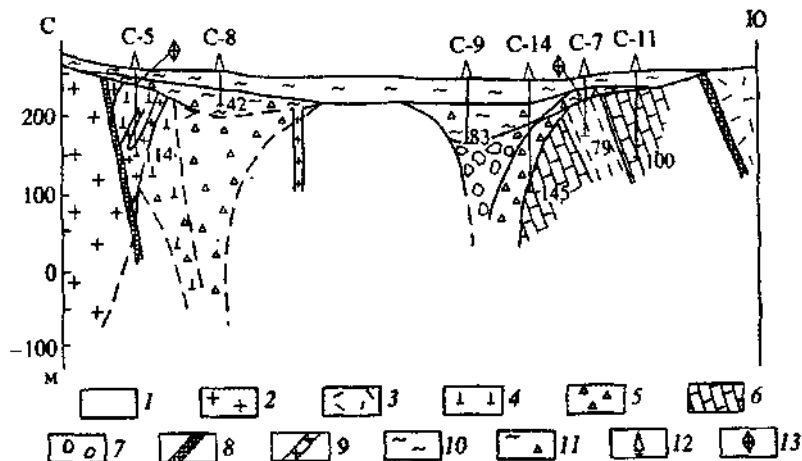


Рис. 30. Схематический разрез Курханской диаатремы.

1 – верхний протерозой, толща переслаивания известняков, кремнистых и графитистых сланцев, железистых кварцитов, 2 – средний палеозой, граниты; 3 – нижняя пермь, риолиты; 4 – габброиды (палеозой ?); 5 – ксенобрекнии трубок взрыва. 6 – верхний протерозой, метаморфизованные и скарированные известняки и доломиты; 7 – крупноглыбовые брекчии; 8 – минерализованные зоны дробления, 9 – дайки гранит-порфиров (мел ?); 10 – современные отложения, 11 – разложившиеся и перемытые брекчии верхней части трубок, 12 – скважины и их глубина, 13 – места находок алмазов

до 1,5-2,0 см, нацело сцементированные. Как правило, крупные ксенокристы оливина находятся в оболочке серпентинизированной основной массы. Кроме того, наблюдаются единичные зерна диопсида с включениями мелких кристаллов оливина. Наряду с ксенокристаллами оливина и мелкими зернами диопсида и оливина, встречаются чешуйки бледно-желтого флогопита, талька, мелкие зерна апатита и sdвойникового диопсида. Более крупные (до 0,8 мм и более) чешуйки флогопита и их скопления приурочены к трещинкам в породе. Флогопит замещается зеленым хлоритом. Зерна рливина в основной массе иногда пересекаются тонкими прожилками ливардита. Помимо этого, в ксенобрекциях встречаются обломки различных пород, размерность которых колеблется в широких пределах. В том случае, когда количество обломков незначительно, по ряду мицнералогических особенностей, а именно: наличие оливина и полисинтетических sdвойнико-ванных диопсидов в качестве фенокристов, присутствие этих минералов в основной массе, а также наличие кристаллов флогопита, пироба, высокохромистых шпинелей и других индикаторных минералов, изученных нами, ксенобрекции с полным основанием можно отнести к кимберлитам или родственным им породам.

В скважине 14, пробуренной в трубке Маяк и являющейся наиболее глубокой (рис. 30), в массивных брекциях полностью доминируют обломки

пород фундамента, среди которых преобладают мрамор, гнейсы и давленные граниты, а также большое количество ксеногенных минералов гранитоидов – кварца, полевых шпатов, биотита, марганцовистых гранатов, как правило, деформированных, сильно раздробленных и цементированных тонким материалом и мелкими прожилками лизардита, что позволяет полагать присутствие в связующей массе мелкодробленного ультраосновного материала.

В скважине 14 вскрыта дайка гранит-порфира с эруптивным контактом вдоль границы с брекчией трубки и вмещающих пород. Возраст этих гранитов является, по аналогии с подобными образованиями соседнего участка, возможно, меловым.

В эксплозивных породах из скважин в трубках Маяк и Хан отмечается общая закономерность – увеличение количества обломков пород фундамента в составе брекчии в верхних горизонтах: известняков, мраморов, гнейсов и катаклазированных гранитов, габбро. В таких породах кимберлитовый матрикс в виде "жилок" и цементирующей массы едва просматривается, главным образом, в виде серпентиновых скоплений. В скважине 5 (трубка Хан), в керне, представленном брекчией с обломками ультраосновных пород, охарактеризованных химическими анализами (табл. 38), в интервале 30-37 м были обнаружены алмазы; в более низких горизонтах встречаются обильные обломки габбро. Еще ниже они представлены массивными "по степени трещиноватости" породами, в которых цементирующая масса ультраосновного, как показывает химический анализ (табл. 38) состава, импрегнирована по тонким трещинкам. А еще ниже брекчии, в том числе и габброиды, интродуцированы мелкозернистым гранит-порфиром. Эруптивный контакт их прослеживается очень хорошо и имеет вертикальное залегание. Обломки габброидов в разной степени изменены, метаморфизованы, а в некоторых наблюдается скарнирование. По минералам развивается тремолит и хлорит. В некоторых обломках степень изменения настолько велика, что первичная порода может быть определена как апогабброид. Но брекчиевой характер устанавливается вполне определенно, по "теневой" текстуре.

Таблица 38

Содержание петрогенных окислов (вес%), редких и редкоземельных элементов (г/т) в породах кимберлитовой, лампроитовой и меймечитпикритовой серий

Состав	Кимберлитовая серия			Лампроитовая серия		Меймечит пикритовая серия	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,12	39,23	35,22	41,75	48,32	38,44	43,67
TiO ₂	0,07	0,02	0,04	3,52	2,56	1,07	2,68
Al ₂ O ₃	0,54	0,51	0,58	12,28	12,67	4,22	14,96

Продолжение табл. 38

Состав	Кимберлитовая серия			Лампроитовая серия		Меймечит пикритовая серия	
	1	2	3	4	5	6	7
Fe ₂ O ₃	6,47	2,87	7,77	4,87	5,1	4,84	7,6
FeO	7,69	11,53	8,27	7,56	5,57	7,5	6,92
MnO	0,47	0,28	0,33	0,22	0,23	0,27	0,2
MgO	35,44	36,08	41,24	10,4	7,72	31,01	5,79
CaO	2,84	3,33	0,11	9,5	8,87	95	10,26
Na ₂ O	0,17	0,05	0,08	1,77	2,78	3,46	2,94
K ₂ O	0,50	0,08	0,31	2,83	2,46	0,22	1,39
P ₂ O ₅	0,23	0,03	0,15	0,98	0,69	0,02	0,36
H ₂ O [*]	н.о.	0,43	0,33	н.о.	н.о.	н.а.	0,16
H ₂ O [*]	н.о.	н.о.	н.о.	2,15	1,56	н.а.	н.а.
п.п.п.	3,85	5,79	5,1	2,11	1,62	7,68	2,66
Сумма	99,83	100,23	99,53	99,94	99,94	99,80	99,59
*Cr	н.а.	н.а.	4,0	460	330	н.а.	н.а.
Sc	н.а.	н.а.	0,6	16,2	12,9	11,0	21,1
V	н.а.	н.а.	4,0	360	320	н.а.	н.а.
Co	н.а.	н.а.	5,1	59,2	50,2	н.а.	н.а.
Ni	н.а.	н.а.	9,6	350	251	н.а.	н.а.
Cu	301,3	51,8	54,5	69,0	51,9	63,0	58,0
Zn	107	121	131	127	130	62	119
Ga	2,8	0,8	1,9	22,6	22,3	н.а.	н.а.
Ge	2,4	2,1	4,2	2,3	2,0	1,0	1,9
Rb	3,9	0,7	10,9	104,4	63,8	13,5	21,8
Sr	7,4	1,1	1,7	995	1333	83	647
Y	7,5	2,9	5,4	29,3	36,4	6,5	30,2
Zr	4,9	3,1	6,5	343	294	60,0	0,0
Nb	1,0	1,2	1,6	146	106	н.а.	н.а.
Mo	н.а.	н.а.	2,6	2,2	3,1	н.а.	н.а.
Sn	н.а.	н.а.	0,9	1,9	1,6	н.а.	н.а.
Cs	2,0	0,7	1,7	105,8	11,7	3,7	0,4
Ba	13,0	1,0	9,2	2956	685	1583	363
La	1,1	0,5	0,5	70,1	70,3	6,7	33,3
Ce	2,0	1,0	1,1	149	163	14,6	71,9
Pr	0,5	0,2	0,1	30,6	35,3	2,2	8,4
Nd	2,7	1,1	0,6	66,0	78,3	9,7	35,3
Sm	0,8	0,2	0,2	12,0	14,7	2,5	8,3
Eu	0,1	н.а.	н.а.	3,6	4,0	0,9	2,6
Gd	1,0	0,3	0,2	10,4	12,5	2,4	7,6
Tb	0,2	0,1	н.а.	1,3	1,6	0,4	1,2

Состав	Кимберлитовая серия			Лампроитовая серия		Меймечит покрывающая серия	
	1	2	3	4	5	6	7
Dy	1,2	0,4	0,4	6,0	7,7	2,3	6,2
Ho	0,3	0,1	0,1	1,0	1,4	0,4	1,1
Er	1,0	0,5	0,9	2,5	3,3	1,1	2,7
Tm	0,2	0,1	0,3	0,3	0,4	0,2	0,4
Yb	1,5	1,3	2,5	1,7	2,3	0,9	2,1
Lu	0,3	0,3	0,5	0,2	0,3	0,1	0,3
Hf	0,4	0,2	0,3	7,5	6,9	1,9	4,3
Ta	на	на	на	на	на	на	на
W	на	на	26,6	0,7	0,4	0,0	на
Pb	5,8	3,0	3,7	10,8	15,3	0,0	на
Th	0,5	0,1	0,3	9,2	8,3	1,2	4,0
U	0,5	0,3	0,3	2,0	1,8	0,6	1,1

Примечание. 1-3 – обломки перидотитов из кимберлитовой брекчи Курханской диатремы (Сахно и др. 1997 г.) 4 – пикрит, 5 – щелочной базальт (Максимов, 1982 г.), 6 – меймечит 7 – пикрит

Одной из особенностей брекчиевых пород, где обломки габброидов доминируют, является наличие прожилков и рассеянной вкрапленности сульфидов – пирротина, халькопирита и сфалерита

В скважине 14 трубки Маяк контактовые изменения значительно меньше. В основном здесь отмечается тремолитизация. Учитывая разную степень изменения обломков, хорошо устанавливаемую микроскопически, можно полагать, что их изменение связано с разными этапами преобразования.

Процесс высокотемпературной (500-600°) гидротермальной переработки (тремолитизация) затронул все породы трубок в целом. Наиболее активно он проявился в северной части диатремы. Последующая наложенная стадия изменения связана с процессом более низкотемпературной переработки, при которой наблюдается отложение сульфидов, что, очевидно, связано с рудным этапом формирования расположенного в 0,5-1,5 км к западу Курханского полиметаллического месторождения.

Для диагностики типов алмазоносных пород большое значение имеют петролого-минералогические критерии, и особенно ассоциации таких минералов, как магнезиальные гранаты (пиропы), хромшпинели, пикроильмениты, которые являются спутниками алмазов. Находка алмазов в ассоциации с гранатами и хромшпинелями, полученная в шлицах проб из кернового материала, а также в дезинтегрированных породах коры выветривания,

вряд ли может служить основой для типизации алмазонасных пород трубок. Определяющее значение имеют особенности минералов, обнаруженных в ассоциации с алмазами. С этой целью были отобраны и проанализированы на микрозонде акцессорные минералы, полученные по результатам обогащения и анализа проб, выполненных лабораторией ТулНИГП (г. Тула), а также по шлихам дробления и отмывки пород в Дальневосточном геологическом институте, в лабораториях п. Кавалерово ("Приморгеофизика"), г. Хабаровске и Австралии (Университет Западной Австралии).

Следует сразу подчеркнуть, что в отношении акцессориев породы двух трубок Курханского участка отличаются низкими концентрациями минералов, особенно гранатов

Алмаз. Кристаллы и обломки кристаллов были обнаружены в керновом материале скважин № 5 и 7 в интервале 29-34 и 7 м соответственно, а также в пробах, отобранных из канав вблизи этих скважин. Общее число найденных минералов равно 21. Это мелкие зерна размером от 0,1-0,2 до 0,7-1,2 мм. Кристаллы имеют октаэдрическую форму, немного деформированную (искаженную), поверхность их покрыта мельчайшими кристаллами (0,001 мм) в виде "сахарной" пудры, имеющих додекаэдрическую форму. Все кристаллы алмазов и их обломки белые и прозрачные. Некоторые содержат мелкие включения. Большинство обломков имеют признаки "механического" воздействия. Исследование всех зерен алмазов с использованием сканирующего электронного микроскопа (г. Перт, Австралия, лаборатория CSIRO) подтвердило их диагностику.

Новая находка двух алмазов, один из которых представлен сростком был найден при вскрытии в верхней части трубчатой аномалии № 5, расположенной в 40 м севернее Курханской диатремы. В шлифе с места находки обнаружены зерна высокохромистой шпинели, аналогично тем, что были найдены ранее в алмазонасной диатремы [Матюнин, Сахно, Дмитрук, 2001].

Гранат. В концентратах было найдено всего семь кристаллов граната. Это хорошо ограненные кристаллы темно-красного цвета. Все находки гранатов были сделаны в керне скважины № 5 (трубка Хан). По составу гранат относится к пиропам с невысоким содержанием хрома, но устойчивой железистостью. Подобные по составу гранаты обычно ассоциируют с алмазонасными кимберлитами [Маракушев и др., 1995; Соболев и др., 1975].

Пироксен. Как уже отмечалось ранее, по составу пироксен относится к диопсидам с небольшими колебаниями по содержанию кальция (22.26-24.39%), натрия (0.31-0.40%) и хрома (0.11-0.37%), и, в данном случае, не имеют определяющей информации.

Флогопиты встречаются, главным образом, в керновом материале скв. 5, в виде как мелких, так и более крупных пластин. Они характеризуются близким составом и обладают высокой магнезиальностью.

Оливин широко распространен как в шлиховых концентратах, так и в породах трубок Маяк и Хан, но по составу существуют определенные различия. В ультраосновных породах скв. 5 они более хромистые (0.67-0.09%) и титанистые (0.14-0.21%), а в породах скв. 7 они не содержат эти элементы или отличаются значительно низкими их концентрациями. Однако для обеих групп характерны значительные колебания по железистости.

Шпиннели встречаются в концентратах трубок Хан и Маяк, но их содержание, как и всех аксессуарных минералов, весьма низкое. По составу они разнообразны и разделяются на две группы. Шпиннели скв. 5 слагают дискретный ряд хром-глиноземистых типов, но отличаются низкой железистостью и малым содержанием окисного железа (рис. 12). В треугольной диаграмме $Al^I (Fe^{3+} + 2Ti) - Cr$ они образуют три изолированных поля. Наиболее хромистые (их большинство) попадают в поле шпинелей из лерцолитов [Максимов, 1978; Плаксенко, 1989]. Среди последних отмечаются редкие зерна, обладающие повышенным содержанием ульвошпинелевой компоненты.

Следующая группа представлена шпинелями с более высоким содержанием глинозема – 59-62% шпинелевой компоненты (рис. 31).

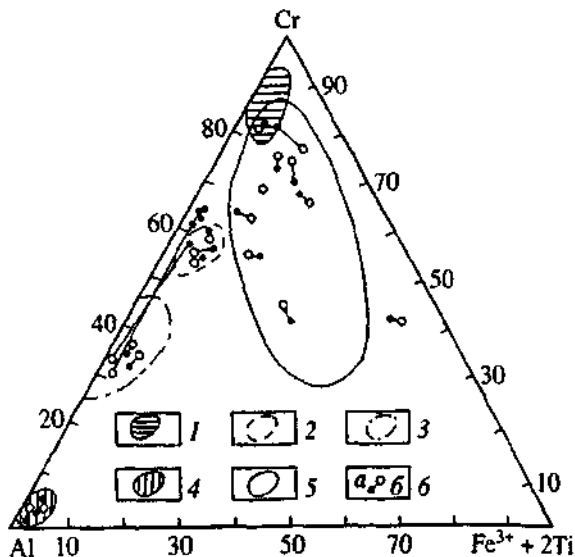


Рис. 31. Диаграмма составов аксессуарных хромшпинелидов алмазоносных пород Курханского участка (Приморье).

1 - поле составов хромитов, ассоциирующих с алмазами; 2 - поле составов шпинелей лерцолитов; 3 - высокоглиноземистые ксеногенные шпинели; 4 - поле шпинелей алькремитов; 5 - шпинели из связующей массы кимберлитов; 6 - точки составов шпинелидов из кимберлитов Приморья: а - центр, б - край

Наиболее глиноземистые разности с высокой шпинелевой компонентой (87-90%) и минимальной степенью окисления попадают в поле алькремитов [Магматические горные..., 1988; Маракушев, 1993; Mathies M., et al., 1970].

Следует отметить, что хромшпинели трубки Хан, в общем, мало зональны и среди них нет зерен с высоким содержанием хрома ($Cr/Cr+Al = 58-65\%$).

Шпинели скважины 7 (трубка Маяк) весьма разнообразны по составу. Среди них отмечаются зерна с высоким содержанием хрома ($Cr/Cr+Al = 80-90\%$), соответствующим полю хромитов в ассоциации с алмазами (Маракушев, 1993; Соболев, 1974; Соболев и др., 1975). Хромшпинели этой группы характеризуются широкими колебаниями содержаний ульвошпинелевой и магнетитовой компонент. Как правило, они обладают хорошо выраженной зональностью (рис. 31).

Таким образом, минеральные ассоциации двух трубок показывают значительные отличия, что возможно указывает на различные условия их формирования. Породы трубки Хан характеризуются ассоциацией шпинелидов переменного состава – от средне-хромистых до высокоглиноземистых с низкой степенью окисленности, в парагенезисе с пиропом, флогопитом, хромистым оливином и близки к алмазосным гранатовым перидотитам [Магматические горные..., 1988; Плаксенко, 1989; Соболев и др., 1975].

Вторая трубка (Маяк) отличается ассоциацией зерен хромшпинелей с высоким содержанием хрома, алмаза и безхромистого оливина. Шпинели отличаются широкой вариацией состава по хромистости, титанистости и степени окисленности. Часть из них попадает в поле, где характерна ассоциация сростков шпинели с алмазами, другие – находятся в поле акцессорных шпинелей, свойственных для связующей массы алмазосных кимберлитов Якутии [Маракушев, 1993; Плаксенко, 1989; Соболев, 1974].

Химический состав обломков ультраосновных пород трубки Хан рассматривались ранее [Гурулев и др., 1995]. Новые данные химического анализа обломков и данных по характеру распределения редкоземельных элементов (табл. 38; рис.32) подтвердили те основные особенности, которые были отмечены ранее. Следует добавить, что эти характеристики касаются тех обломков, которые были отобраны в верхней части скважин, подверженным высокой степени выветривания, а также метаморфическими изменениями. Можно надеяться, что в более глубинных горизонтах при наличии более свежих обломков характеристика этих пород будет более объективной. По результатам анализа можно сделать следующие выводы:

1. Ультраосновные породы могут быть отнесены к провинции щелочных ультраосновных пород, но имеющих определенную специфику.
2. Породы в сравнении с известными данными по кимберлитам мира близки к таковым, особенно к некоторым базальтоидным кимберлитам

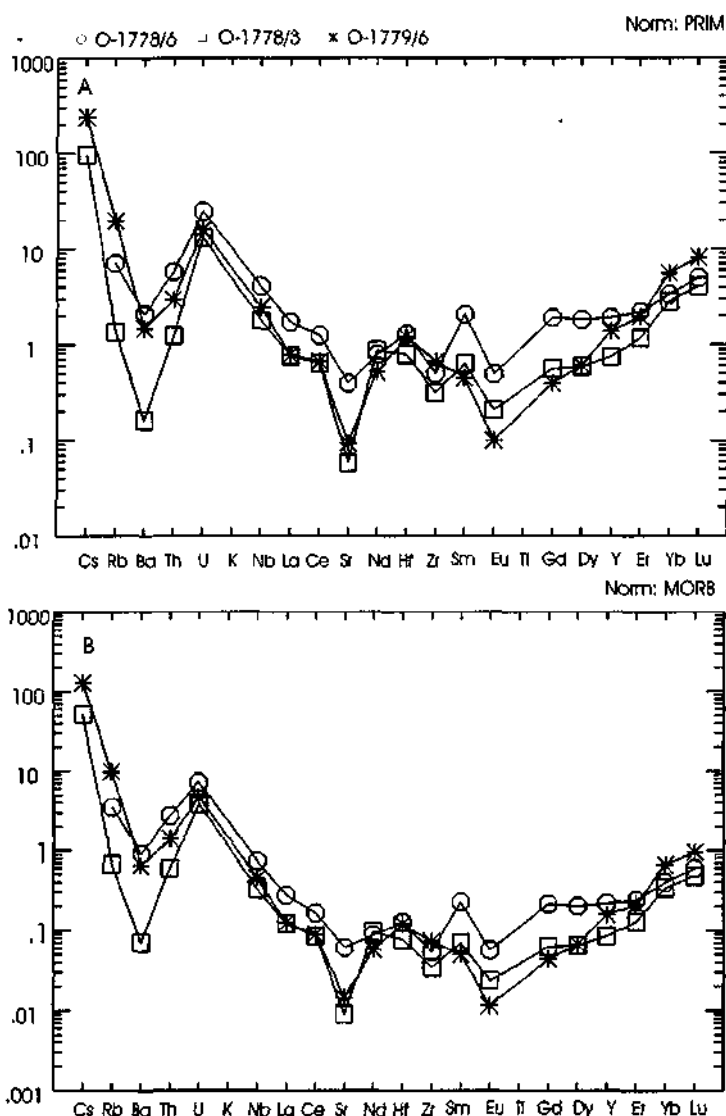


Рис. 32. Концентрации редких и REE в кимберлитах Ханкайского массива, нормализованные к примитивной мантии (А) и MORB.

[Магматические горные..., 1988]. Но в отличие от последних они характеризуются низкими содержаниями Al_2O_3 , NaO и K_2O . В сравнении с якутскими приморские кимберлиты близки к трубке Русловой [Магматические горные..., 1988].

Как особенность кимберлитовых пород Курханского участка следует отметить высокую степень их изменения, что отражено в химических анализах большими потерями, и наблюдается при петрографических исследованиях. Для определения степени контаминации на основе химических анализов нами была использована методика Р.Митчелла (Mitchell, 1986). Наименьшей степенью контаминации обладают породы, представленные кимберлитоподобными, чуть выше это свойственно оливиновым и амфиболовым габбро.

Таким образом, первичный состав пород установить трудно. Ближе всего к первоначальному составу кимберлитоподобные и серпентинизированные породы, в меньшей степени – оливиновые и амфиболовые габбро, которые соответственно могут быть отнесены к базальтовым кимберлитам (т.е. неслюдястым кимберлитам) и к пироксеновым перидотитам.

3. Габброидные породы, которые обильно встречаются в скв. 5, безусловно, не могут быть отнесены к кимберлитовой ассоциации, но присутствие этой серии пород, представляющей предположительно более ранние фазы докимберлитового магматизма, показывает, что щелочной характер этого региона является закономерной особенностью. Эта тенденция, как будет показано ниже, проявлена и у более молодых образований [Гапеева, 1960; Кушев, Тюленев, 1988; Сахно, Денисов, 1963].

Все габброидные породы относятся к щелочным разностям. По химическому составу они могут быть отнесены либо к лейцитовым тефритам, либо к калиевым меланократовым габбро. Кроме того, для них характерно и высокое содержание стронция и бария (1000 и 1900 ppm соответственно), т.е. породы серии по петрохимическим особенностям проявляют шошонитовую тенденцию. С другой стороны, в некоторых разностях появляется высокая магнезиальность при наличии повышенных содержаний калия, и особенно высокого K/Na соотношения. Для всех пород, как ультраосновных, так и основных членов этой ассоциации характерно преобладание, а иногда и резкое преобладание, калия над натрием, при весьма низкой глиноземистости и повышенной титанистости. Это свойственно ультраосновным членам серии. Находка среди щелочных габброидов калиевой роговой обманки (рихтерита?), при прочих петрохимических особенностях, а именно: высокой магнезиальности, резком преобладании калия над натрием и высоком содержании стронция и бария, дает основание считать, что некоторые члены серии имеют лампроитовую тенденцию, но не более, так как по соотношению суммы щелочей и глинозема их нельзя отнести к лампроитам.

С другой стороны, для пород этой серии свойственна высокая железистость, как это отмечалось и для ультраосновных пород. Эта особенность имеет региональный характер. Как отмечает С.С. Зимин [Зимин, 1973], высокая железистость характерна для интрузивных и эффузивных фаций

офиолитовой ассоциации, что безусловно отражает особенность состава мантийного субстрата.

Все известные месторождения промышленных алмазоносных кимберлитовых трубок, согласно правилу Клиффорда [Синицин 1992; Хаггерти, 1992; и др.], сосредоточены в пределах древних кратонов. В подвижных поясах, разделяющих эти кратоны, такие трубки считались не алмазоносными и представлены не кимберлитовыми породами. Впоследствии, на примере Африки, было обращено внимание на тот факт, что большая часть кимберлитовых трубок имеет связь с линейными зонами тектонической активизации, пересекающими архейские кратоны. По времени проявления кимберлитовый магматизм приурочен к эпохам воздымания этих областей. Большинство исследователей сходятся во мнении, что наиболее перспективными в отношении алмазов являются кимберлитовые трубки краевых частей архейских кратонов [Трофимов, 1967; Dawson, 1980; и др.].

Обращает на себя внимание тот факт, что проявления кимберлитового магматизма, частично алмазоносного, связано с мегаструктурами центрального типа, приуроченными к древним кратонам, испытавшим многократные эпохи активизации, начиная с архея и по настоящее время. Такие центры глубинного магматизма связываются с внедрением астеносферных расплавов, инициируемых потоком глубинных флюидов, возможно обусловленных взаимодействием внешнего ядра и нижней мантии, что может быть описано моделью шломного вулканизма [Хаггерти, 1992; Groug, et al., 1980; Haggerty, 1994; и др.]. Как правило, такие центры на протяжении всей истории развития сопровождаются инъекциями расплавов различного уровня генерации и возраста. Начальная стадия развития вулканизма в большинстве базальтовая, если это связано с расколом древнего кратона и рифтингом. За стадией базальтового вулканизма проявляется кимберлит-лампроитовая ассоциация. Примером могут служить структуры центрального типа в Западной Африке и Южной Америке. Так, для мезозойской эпохи активизации это проходило в интервалах 180-200, 90-140 и 60 млн лет [Хаггерти, 1992]. Тектоно-магматическая активизация (рифтинг и дрейтинг), связанная с глубинными процессами, только способствовала формированию кимберлитовых расплавов и выносу алмазов в верхние горизонты коры в форме взрывных трубок. При этом, средой, в которой могли образоваться алмазы, должна быть истощенная литосфера при условии создания высокого давления в центральных структурах при подъеме астеносферного плома [Добрецов, 1981; Dawson, 1980; Haggerty, 1994; и др.].

Таким образом, не вдаваясь в более детальный анализ условий формирования алмазоносных структур и пород, можно констатировать, что главными факторами алмазоносности являются структурный контроль и состав мантии.

Анализ особенностей геологического строения и состава пород района проявления кимберлитового вулканизма северной части Ханкайского

массива показывает, что в большинстве все его компоненты подчиняются правилу Клиффорда. Во-первых, трубки расположены в краевых частях жестких блоков, имеющих архейско-нижнепротерозойское основание, разделенных подвижной зоной с позднепротерозойской складчатостью. Это жесткие блоки (микрократоны) некогда единой Амурской древней мегаструктуры [Wang, 1989], распавшейся в результате неоднократной активизации в позднем протерозое – раннем палеозое, в позднем палеозое и мезозое. В пределах Ханкайского массива известны два таких блока. Западнее располагается кратон Цзямусы, а в пределах Буреинского массива еще несколько древних блоков.

Алмазосодержащие трубки Курханского поля на Ханкайском массиве и лампроиты Буреинского массива (Максимов, 1978) располагаются по периферии древнего Ханко-Буреинского раздробленного блока, на границе с подвижными зонами, что в какой-то степени напоминает ту позицию, что занимают алмазоносные месторождения Аргайл и Эллендайл северо-западной Австралии. Они находятся по краю блока Кимберли на границе с подвижными зонами Кинг-Леопольд [Уайт, Смит, 1992].

Неоднозначно решается вопрос о влиянии такого глубинного линеймента, каким является Западно-Сихотэ-Алинский разлом, который отделяет восточную окраину Ханкайского массива от складчатой зоны. Предполагается, что этот разлом является древним и, возможно, вместе с разломом, отделяющим Матвеевский и Нахимовский "микрократоны" [Гурулев и др., 1995], вдоль которого была заложена Кабаргинская позднепротерозойская зона и обновленная в раннем палеозое, обусловили наиболее благоприятные тектонические условия для продвижения вдоль нее ультраосновных интрузий. Следует отметить, что эти зоны играли определяющее значение и в развитии щелочно-базальтоидного магматизма и в мезозое, и кайнозое. Здесь известны щелочно-базальтовые моногенные вулканы в виде трубок взрыва с ксенолитами шпинелевых лерцолитов [Гапеева, 1960; Сахно, Денисов, 1963]. Как полагает С. Хаггерти [Хаггерти, 1992], такие зоны в пределах Северо-Африканского кратона являются наиболее перспективными в отношении промышленных алмазоносных кимберлитовых трубок.

К юго-западу от Ханкайского блока на территории Китая известно несколько алмазоносных кимберлитовых полей. Наиболее перспективными алмазоносными районами являются кимберлитовые поля Фуцзянь (провинция Ляонин) и Менъян (провинция Шандунь), где сосредоточена промышленная разработка алмазов. Они располагаются по краю архейского кратона Цзи-Лу-Ляо и ранне-протерозойского складчатого пояса Северо-Китайской платформы. Пространственное расположение кимберлитов Китая свидетельствует о приуроченности их к разломной системе Таньлу, пересекающей континентальные блоки Южного и Северного Китая (Северо-Китайский кратон) и далее протягивающейся на север через Буреинский массив. Так же, как и в Приморье, с этой зоной связаны как древние, так и

молодые центры магматической активности с многократными проявлениями базальт – щелочно-базальтового, кимберлитового и лампроитового вулканизма [Максимов, 1978; Lu Fengxiang, et al., 1995; Qi Yuxing, 1996].

Исследователи Китая подчеркивают, что циклы кимберлитового магматизма соответствуют общему подъему региона (Ву Иашань и др., 1992). Кроме того, подчеркивается, что поля кимберлитовых трубок располагаются вблизи зон пересечений системы Таньлу с поперечными разломами, одним из которых является широтный Иншань-Яньшанский шов.

Таким образом, структурная позиция размещения кимберлитовых полей Китая и Северного Приморья имеют много аналогий, с той только разницей, что "кратоны" Приморья отличаются большей степенью тектономагматической "переработки" и мелкими размерами архейских блоков.

Помимо структурного контроля большое значение для решения вопросов петрогенетической типизации алмазоносных пород имеют минералогическо-петрологические критерии: прежде всего, наличие ассоциаций минералов, относящихся к особо глубинным фациям, таким, как алмаз-пироповая. Накопленный материал по многим регионам мира показывает, что существуют определенные петрологические, структурные и геодинамические закономерности, свойственные алмазоносным кимберлитам промышленного типа [Летников, 1987; Маракушев и др., 1995; Соболев, 1975; Соболев и др., 1992; Haggerty, 1994].

Сравнительный материал особенностей состава глубинных минералов из трубок алмазоносных кимберлитов Якутии, Африки и др. регионов мира с алмазоносными породами трубок северной части Ханкайского массива весьма необходим в виду неопределенности их петрогенетической принадлежности.

Некоторые исследователи, не обладая достаточной информацией, категорически отрицают возможность находок алмазоносных пород на Ханкайском массиве, а обнаруженные алмазы считают техническими. Сам факт находки трубки, в породах которой обнаружен алмаз, отменяет эту категоричность, а находки алмаза в водотоках в других местах, за пределами Курханского участка, доказывают возможность более широкого распространения алмазоносных пород. Являются ли данные породы производными щелочно-базальтовой магмы или кимберлитовой? Этот вопрос может быть решен только на основании минералогических данных. Наличие же минеральных ассоциаций алмаза, хромсодержащего пироба и высокохромистой шпинели, близкой по составу шпинели из сростков с алмазами Якутии, позволяет предполагать, что комплекс алмазоносных пород трубок является производными глубинной ассоциации, т.е. кимберлитовой, хотя и лампроитовый генезис не исключается.

Как подчеркивалось выше, приморские алмазоносные породы трубок весьма бедны аксессуориями. Их содержания, так же как и в китайских, близки к количеству алмазов, за исключением хромшпинелидов.

Таблица 39

Концентрации REE и редких элементов (г/т) в ультраосновных породах Курханской диатремы

Элемент	№ пробы		
	O-1778/6	O-1778/3	O-1779-6
Rb	3,94	0,75	10,9
Sr	7,39	1,10	1,75
Y	7,46	2,91	5,4
Zr	4,9	3,1	6,5
Nb	0,95	1,17	1,60
Cs	2,02	0,67	1,68
Ba	13,0	1,0	9,2
La	1,09	0,48	0,49
Ce	1,98	1,01	1,06
Pr	0,54	0,24	0,14
Nd	1,84	1,06	0,63
Sm	0,57	0,25	0,18
Eu	0,074	0,031	0,015
Gd	1,02	0,30	0,21
Tb	0,19	0,06	0,045
Dy	1,20	0,39	0,40
Ho	0,28	0,11	0,14
Er	0,95	0,51	0,85
Tm	0,18	0,14	0,26
Yb	1,48	1,26	2,47
Lu	0,33	0,27	0,54
Hf	0,36	0,22	0,34
Ta	0,02	0,01	-
Pb	5,77	3,03	3,67
Th	0,51	0,11	0,26
U	0,54	0,29	0,35

Примечание. Определения REE и редких элементов проводились в институте ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) Аналитики Сандмирова Г.П., Смирнова Е.В

При сравнении с известными промышленными типами алмазодносных трубок мира (Якутия, Южная Африка) просматривается несколько необычный состав алмазодносных пород Приморья - их высокая железистость, низкие титанистость и глиноземистость, что может быть связано с особенностями состава мантии, для которой свойственны такие же петрохимические параметры.

Изучение содержаний REE, редких элементов и изотопов стронция в породах скважин 5 и 7 (табл. 39-41) показало, что наблюдаются существенные колебания этих элементов в породах, близких по петрохимическому составу (табл. 40, 41). Это же относится и к соотношениям таких элементов как La/Nb, Ba/Nb, Ce/Sr, Ba/Rb, Sr/Nd, TiO₂/K₂O, P₂O₅/Ce и т.д., которые отражают генетические условия формирования кимберлитовых расплавов и влияния различных факторов глубинного и корового характера.

Сопоставление данных по концентрациям REE и редких элементов в породах Курханской диатремы (Приморье) и других регионов мира (Сибири, Юж. и Зап. Африки, Австралии) показало, что кимберлиты Ханкайского массива отличаются в основном крайне низкими содержаниями REE и редких элементов (табл. 39). Особенно это характерно для Ba, Rb, Sr (на два порядка ниже средних по другим регионам). Легкие и средние REE, а также Zr, Nb, Th и др. по концентрации на один порядок ниже, чем это свойственно для кимберлитов Сибири, Африки и других регионов. Близкие к мировым значения

Таблица 40

Содержание и изотопия Sr, Nd и Pb клинберлитов Курганской диатремы и других ретенов

Место	№ об- раза	Rb	Sr	Sm	Nd		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Абс выраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
		ppm											
Курган, Хан- кайский массив	O-1778/6	3,94	7,39	0,566	1,84	0,294	0,709042*	0,18575	0,512379**	-4,67	274±10	18,622*	38,141*
	O-1778/3	-	-	0,294	1,20	0,712613*	0,14845	0,512328**	-	-	-	-	-
	O-1915/5	-	-	9,31	27,8	-	0,20220	0,512429**	-	-	-	-	-
Сибирь [1]	Уч301	-	-	6,98	51,21	0,705677	0,0826	0,512488	+2,46	-	370	-	-
	п14/127	-	-	7,48	56,85	0,707236	0,0795	0,512388	+0,66	-	370	-	-
Эллендэйл, (Австралия) [11]	Учк-1	58,4	180	6,27	46,91	0,706161	0,08076	0,512580	+3,8	-	350	-	-
	W-15k	569	1001	16,1	1548	0,71067	0,0629	0,51117	-12,7	-	20	-	-
Канада [9]	W-22k	388	1057	10,7	87,4	0,71055	0,0739	0,51144	-7,4	-	20	-	-
	порода	10,2	281	2,45	20,51	0,706445	0,07232	0,512599	+0,8	-	98	18,070	15,540

Примечание. * - определение изотопов стронция и свинца проводилось в ГЕОХИ (г Иркутск) на масс-спектрометре Гиннган МАТ-262 Программой при определении изотопов свинца предусмотрена корреляция на фракционирование с помощью величин отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Результаты измерений нормализованы по именованным результатам параллельных определений стандартов Pb-NBS-981 Анализом Исаков Ю.А., Санджирова Г.П., Пауленченко Ю.А., Лесюкина Л.С.

** - Sm-Nd изотопные анализы выполнены в ГИ КНЦ (г Апатиты) с использованием методики, описанной в [3]. Исходим анализировался на многоканальном масс-спектрометре МАТ-262. Нормирование изотопных отношений неодайма осуществлялось по $^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd} = 0,7219$ (параллельные измерения стандартного образца "La Jolla" дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd} = 0,511842 \pm (20/2 \delta \text{ с.д.})$). Анализировался в Д.З.

концентраций имеют кимберлиты Курханской диатремы по Pb, Y и тяжелым REE (рис. 39, 40).

Изотопные соотношения Sr (табл. 40) в изученных кимберлитах отмечаются повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и варьируют в значительных пределах.

Изотопные отношения Nd приведены по трем пробам и показывают несколько ниже современного значения по модели CHUR. Отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ весьма высокое и приближается к деплетированной мантии с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1936$.

Изотопные отношения Pb в кимберлитах Приморья характеризуются повышенными $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и близки к таковым для других регионов.

Представленные выше результаты исследования по спектру REE и изотопным соотношениям Sr, Nd и Pb кимберлитов Курханской диатремы позволяют рассматривать условия генерации магмы и, прежде всего, влияния таких факторов, как глубинных источников и коровой контаминации. Низкие содержания REE и редких элементов, которые наблюдаются для пород Курханской диатремы, возможно определяются: а) низкой степенью частичного плавления, что является характерным для кимберлитов и б) влиянием пород коры. Второе, возможно, подтверждается высокими стронциевыми отношениями (0,709042-0,712613). Но как полагают исследователи, такие отношения могут достигаться при поступлении расплава из

Таблица 41

Сравнение геохимических отношений кимберлитов Курханской диатремы с другими регионами мира

№ породы	Nb/Zr	La/Nb	Ba/Nb	Ce/Sr	TiO ₂ /K ₂ O	Sr/Nd	P ₂ O ₅ /Ca	Ba/Rb	U/Pb	Sm/Nd	Rb/Sr
O-1778/6	0,19	1,15	13,7	0,27	0,5	4,02	0,02	3,30	0,093	0,30	0,53
O-1778/3	0,38	0,41	0,85	0,92	1,25	1,04	0,16	1,33	0,096	0,23	0,68
O-1779/6	0,25	0,31	5,75	0,60	0,13	2,80	0,14	0,84	0,095	0,14	-
Дальний-Ал даян *	1,2	0,5	-	0,3	3,56	-	32,9	15,4	-	-	-
Сибирь *	1,1	0,5	4,51	0,3	3,12	10,1	32,7	17,5	-	0,14	0,12
Юж Африка, 1 группа *	1,1	0,55	-	0,24	1,7	-	58,0	26,0	0,48**	0,14	0,015
Юж Африка, 2 группа *	0,48	1,43	-	0,32	0,42	-	32,2	19,0	0,17**	0,10	0,013
Зап Африка, Конду *	1,7	0,71	-	0,57	1,27	-	18,0	24,0	-	-	0,14

Примечание. * данные [1]. ** данные [12]

обогащенного источника. При этом высокое отношение Sr/Nd не будет влиять на изотопию неодима, что и характерно для обр. O-1778/6 (табл. 41). Но высокие отношения изотопов стронция в породах Курханской диатремы позволяют предполагать влияние корового материала. На диаграммах La/Nb – Ba/Nb и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – La/Nb составы кимберлитов Курханской диатремы располагаются в области низких степеней (O-1778/3) частичного плавления субстрата и низких Ba/Nb, характеризующих области остаточного флогопита. Интерпретируя эту особенность, можно сослаться на весьма низкое содержание флогопита в кимберлитах и низкую их калиеность, что в данном случае вполне закономерно при наличии остаточного флогопита в источнике. Другой состав кимберлитов (O-1778/6) попадает в поле источника EM-1, близкого по отношениям параметров (La/Nb и Ba/Nb) к кимберлитам группы 2 (рис. 33).

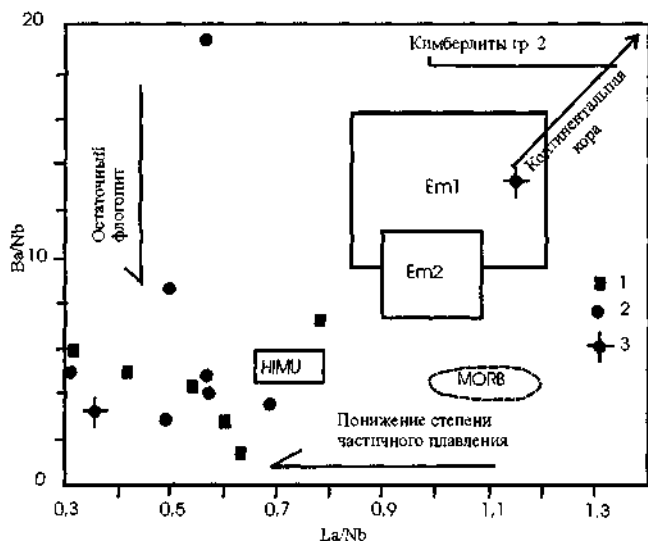


Рис. 33. Отношения La/Nb-Ba/Nb в кимберлитах Курханской диатремы в сравнении с кимберлитами Сибири, Южной Африки и главных мантийных резервуаров. 1 – Южная Африка, группа 1; 2 – Сибирь; 3 – Курханская диатрема (Приморье)

Следует добавить, что породы слегка деплетированы по изотопам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, но имеют высокое $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (≈ 19), что предполагает плавление источника с характеристиками EM-2, а повышенные La/Nb (табл. 41) означают присутствие субдуцированных осадков в мантийном источнике (рис. 33).

Таким образом, по данным REE и изотопии Sr, Nd и Pb и сопоставления с известными кимберлитами мира (табл. 41) для кимберлитов Курханской диатремы имеется определенное сходство с кимберлитами Юж. Аф.

рики (кимберлиты группы 2), а по некоторым параметрам – с кимберлитами Зап. Африки (Койду). Но они резко отличаются от кимберлитов Сибири.

Возраст алмазонасных пород диатремы ранее определялся условно на основании геологических взаимоотношений с комплексами Ханкайского массива. В брекчиях диатремы были обнаружены как метаморфические породы докембрийского фундамента, так и обломки интрузивных пород основного состава. В скважинах, перебуривших кимберлитоподобные брекчии, обнаружены прорывающие их дайки гранитов и гранит-порфиров предположительно пермского или мелового возраста. Принималось, что кимберлитовые трубки Приморья близки по возрасту к алмазонасным трубкам Китайской платформы (провинция Ляонин КНР).

С целью определения абсолютного возраста пород Курханской диатремы были отобраны несколько обломков ультраосновных наименее измененных пород, принадлежность которых к ультраосновному комплексу подтверждается результатами химического анализа. Как было установлено, эти ультраосновные породы от типовых кимберлитов отличаются рядом особенностей и прежде всего – низким содержанием калия, что могло повлиять на возможность определения возраста K-Ar методом. Среди ультраосновных пород была подобрана одна проба, в которой отмечалось несколько более высокое содержание K_2O (обр. О-1915/3). Результаты определения пока одной пробы позволяет считать, что кимберлитовый вулканизм на Ханкайском массиве проявился в перми (274 ± 10 млн лет). Это существенно отличается от времени внедрения кимберлитов в Центральном Китайском кратоне (460-470 млн лет). Sm-Nd, изохрона (аналитик Д.З. Журавлев) позволила подтвердить этот результат (табл. 40).

Еще раз следует подчеркнуть, что существенным отличием кимберлитов Курханской диатремы от кимберлитов мира является низкая калие-ность, малая концентрация REE и редких элементов (за исключением для Pb, Y и Yb). Возможно, что эти особенности, предположительно, могут быть описаны механизмом развития плюма и внедрением астеносферных диапиров. Не исключается влияние коры и субдуцированных осадков в мантийном источнике.

По ряду петрологических, минеральных признаков, а также по возрасту [Гурулев и др., 1995], алмазонасные породы Приморья близки к китайским (Шаньдун, Ляолин) [Lu Fengxiang et al., 1995; Wang, 1989] с той только разницей, что последние развиты на древнем Северо-Китайском кратоне, который в меньшей степени был затронут последующими тектономагматическими процессами активизации, особенно мезозойскими.

Можно предполагать, что блоки Ханкайского массива (Матвеевский и Нахимовский), так же как и массив Цзямусы и другие, представляют собой единый кратон (Амурская мегаструктура) [Sakhno, 1996], который в результате средне-, позднелазейского и мезозойского этапов тектониче-

ской активизации распался на ряд мелких блоков (микрократонов), в структурах которых сохранились трубки взрыва – как проявления долгоживущего высокомагнезиального калиевого щелочного магматизма с раннего палеозоя по настоящее время.

5.1.2 МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ РИФТОВЫХ ДОЛИН И ТРОГОВ

Восточная окраина Амурской мегаструктуры в позднем мезозое (юр-мел) характеризуется наличием горст-аккреционной и рифт-грабеновой системы, которая в целом имеет северо-восточное направление, близкое к направлению основных глубинных разломов этого региона.

Как отмечалось выше, основными структурными элементами Амурской МЦТ являются протяженные разломы, среди которых выделяется долгоживущая рифтовая система Таньлу, во многом определившая направление развития трогов и грабенов, а при наличии горизонтальных движений литопластин – возникновение горстовых поднятий. Геодинамический режим в позднем мезозое определил структурные особенности восточной окраины Амурской МЦТ и характер магматизма: в прогибах, рифтах и грабенах – излияния основных эффузивов и пирокластов, в горстовых поднятиях – формирование плутонов. Корреляция этих образований на основе органических остатков, а также абсолютных датировок позволили провести сопоставления и выявить особенности развития вулcano-плутонического процесса.

В Алчано-Бикинском прогибе в его осевой части известны щелочные базальты, пикриты култухинской свиты (берриас-валажжинского возраста). А в позднечурских турбидитовых породах встречаются меймечит-пикритовые покровы, дайки и экструзии (басс. р. Улитка). Севернее, в басс. р. Хор в 1965 г. были обнаружены трубки меймечитов [Зимин и др., 1965]. По данным абсолютного возраста ($\approx 140 \pm 15$ млн лет) они могут быть отнесены к поздней юре-раннему мелу.

Возможно, что меймечит-пикрит-щелочно-базальтовый комплекс имеет столь длительную историю развития в данном прогибе, приуроченном к глубинному разлому Дуньхуа-Мишань-Алчанскому разломной системы Таньлу. Здесь же широко известны миоценовые и плиоценовые щелочные базальты в виде моногенных вулканов (Дедушка, Бабушка) и покровы субщелочных базальтоидов и их трахитов (р. Заломная, среднее течение р. Бикин). Таким образом, щелочной базальтоидный вулканизм этого региона функционировал, начиная с поздней юры и по плиоцен, на протяжении более 150 млн лет с некоторыми перерывами. Такая система возможна только, если она инициирована наиболее глубинными процессами, пульсирующими восходящими струями – плюмами.

Щелочные базальтоиды (пикриты, авгиты и т.д.) были впервые открыты К.М.Худолеем [1955] в составе кремнисто-вулканогенной толщи в

Алчано-Бикинском прогибе. Дальнейшие исследования подтвердили их широкое распространение [Сахно, 1965], а впервые открытые меймечитовые трубки [Зимин и др., 1965; Мартынюк, 1972] позволили охарактеризовать своеобразный комплекс пород, который, как ранее считалось, был свойственен платформенным обстановкам. Более того, меймечитпикритовые лавы были обнаружены и в других прогибах Сихотэ-Алиня (Дальнинский прогиб) [Вулканические..., 1984].

Наиболее полный разрез этих образований известен в басс. р. Улитка, где лавы занимают верхнюю часть разреза триасово-юрской вулканогенно-кремнистой формации [Вржосек, 1978]. Верхняя вулканогенная толща (култухинская свита) сложена субщелочными базальтами, пикритами, меймечитами. Мощность ее колеблется от 800 до 1900 м. На севере Сихотэ-Алиня эти образования представлены джаурской свитой, на юге – погской, а в Главном синклиниории их можно параллелизовать с эльдовакской и самаргинской свитами [Вулканические..., 1984]. Возраст этих свит определяется весьма условно и отнесен к триас-позднеюрскому.

Как отмечают исследователи, интенсивность вулканизма увеличивается снизу вверх и наиболее мощные покровы отвечают уровню поздней юры.

Разрез вулканогенной толщи в различных частях прогиба отличается выдержанностью. Нижние его части сложены пирокластами и кластолавами, реже афировыми лавами пикритов; выше отмечается переслаивание покровов лейкокоратовых базальтов и пикритов; завершают этот разрез порфириновые лавы пикритовых базальтов и пикритов с вкрапленниками керсутита [Вулканические..., 1984].

Западнее пикритовые базальты с керсутитом встречаются в виде небольших покровов в составе осадочных толщ среди позднеюрских, фаунистически охарактеризованных осадков [Худoley, 1955; Сахно, 1965; и др.]. Это керсутитовые щелочные базальты венюковского комплекса с огромными (до 1,5-2 см) в длину вкрапленниками керсутита и крупными кристаллами титаноавгита. Они встречаются в брекчиях, а также в дайковых образованиях, трубках, где отмечаются метасоматические преобразования с карбонатными зонами. Меймечиты, как правило, отличаются порфирировой структурой с крупными вкрапленниками оливина, погруженных в основную массу, представленную мелкими кристаллами титаноавгита, ильменита и стекла.

Базальтоиды, встречающиеся совместно с меймечитами или отдельно, характеризуются повышенной щелочностью (калиевой), титанистостью (табл. 42), что отличает их от базальтоидов палеозойских комплексов [Вулканические..., 1984].

Сопоставление меймечитов Алчано-Бикинского прогиба с меймечитами платформенных областей показывает, что они более глиноземистые, менее щелочные.

Средние химические составы пород меймечит-пикритовой и щелочнобазальтовой серии (вес. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39,75	38,44	39,75	39,12	38,46	50,28	46,43	39,93	48,43	44,18	39,01	47,6
TiO ₂	1,08	1,07	0,26	1,09	1,86	2,21	2,08	3,67	2,68	2,71	2,52	2,67
Al ₂ O ₃	4,84	4,22	5,31	4,85	7,98	9,15	10,77	7,21	11,46	13,35	11,97	14,52
Fe ₂ O ₃	4,28	4,84	6,51	6,54	9,28	4,03	5,1	8,78	3,35	5,43	11,2	2,16
FeO	7,51	7,5	6,78	6,86	6,09	7,23	6,65	7,24	8,29	6,64	н.а.	8,14
MnO	0,18	0,27	0,27	0,26	0,21	0,22	0,27	0,23	0,23	0,23	0,25	0,16
MgO	30,81	31,95	26,28	29,76	17,26	10,65	10,52	14,94	8,66	7,92	6,37	6,85
CaO	4,35	3,46	4,43	5,13	9,14	11,44	12,48	10,54	10,97	11,86	12,32	8,1
Na ₂ O	0,19	0,22	0,38	0,41	0,99	2,88	2,12	1,05	2,64	2,58	2,62	2,9
K ₂ O	0,19	0,02	0,19	0,25	0,1	0,33	0,32	1,43	0,57	1,22	1,69	1,94
п.п.п.	6,38	7,68	8,19	5,51	7,8	1,38	3,4	5,09	3,2	3,61	11,11	4,71
Cr ₂ O ₃	н.а.	н.а.	0,23	0,25	0,17	0,08	0,13	0,08	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
NiO	н.а.	н.а.	0,2	0,13	0,15	0,06	0,06	0,09	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
f	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	42,3	44,9	47	45,2
Сумма	99,58	99,8	99,78	100,2	99,49	99,94	100,3	100,3	100,5	99,73	99,06	99,75
n	5	1	7	4	1	4	3	4	10	7	3	21

Примечание. 1-4 - меймечиты, 5-7 - пикриты (1 - р. Анюй, 2 - р. Катен, 3, 5, 6 - р. Дальняя, 4, 7 - р. Улитка); 8 - пикритовые брекчии из трубки взрыва, с. Арнадное; 9-10 - Култухинская свита (9 - р. Дальняя, 10 - р. Улитка); 11 - Погская свита; 12 - Джаурская свита; n - количество анализов; f=Fe/(Fe+Mg) ат. % (Вулканические..., 1984 г.)

Редкоземельный спектр как меймечитов, так и базальтов (табл. 38), показывает, что они характеризуются рядом особенностей (рис. 34).

Севернее, в пределах Амурского рифто-грабена, среди вулканогенно-кремнистых осадков маноминско-киселевского аккреционного клина встречаются покровы базальтов, слагающие пачки мощностью до первых десятков метров [Воинова и др., 1994]. Возраст базальтовых тел определен по ископаемым радиоляриям. Наиболее вероятен возраст верхней пластины - рубеж валажжина-готерива, а средних пластин - поздний готерив. Базальты, как правило, афировые, иногда шлаковые и пористые, постоянно присутствуют гялокластиты, обломки кремней. В верхних частях пластин известны гялокластиты и вариолитовые разности.

По химическому составу (табл. 42) базальты относятся к субщелочным и щелочным типам, к существенно натровым разностям с высоким содержанием титана. По петрогеохимическим характеристикам базальты могут быть отнесены к внутриплитным океаническим типам, но с несколько пониженным содержанием Y, Zr, повышенным Nb и стронциевой изо-

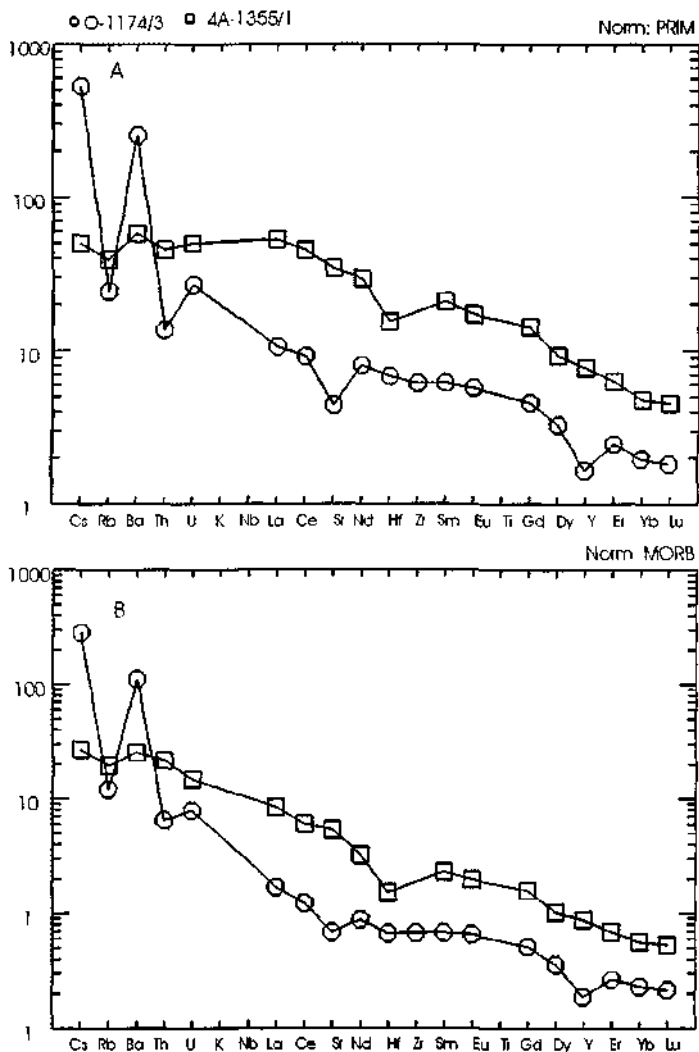


Рис. 34. Концентрации редких и REE в породах меймечит-пикрит-щелочобазальтовой серии Алчанского прогиба, нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В). 1174/3-меймечит (Катэн), 1355/1 – щелочной базальт (р.Улитка)

топией. Как полагают И.П. Воннова и др. [1994], эти базальты могут быть отнесены к островным сериям океанических внутриплитных обстановок. Исходя из возрастных датировок базальтов пластин киселевского комплекса, длительность формирования покровов происходила в интервале 10 млн лет в готериве-среднем барреме.

Рассматривая геологические особенности этих базальтов, а также повышенные значения изотопных соотношений, можно сделать вывод, что расплавы испытали контаминацию коровым материалом, что, возможно, соответствует обстановке грабена.

5.1.3 ЛАМПРОИТОВЫЙ (ПИКРИТ-ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ) ВУЛКАНИЗМ

К образованиям этой серии относятся трубки взрыва и мелкие субвулканические массивы, которые были выделены в объеме даянского комплекса [Огнянов, 1978; Максимов, 1978, 1982; Вулканические..., 1984; и др.] на восточной окраине Баджальского вулканического свода в зоне пересечения северо-восточного и субширотных, а также кольцевых разломов, оконтуривающих вулканоген. Возраст пикрит-щелочно-базальтовых массивов определяется геологическими наблюдениями и данными абсолютного возраста 115-117 млн лет (Максимов и др., 2001).

Впервые щелочные базальты в этом районе были установлены при проведении геолого-съёмочных работ в 60-70 годы (Головнева А.А., Бурдэ Б.И., Корниенко В.И.). При изучении мелового магматизма Баджальского вулканогена, помимо известных находок, обнаружены новые дайкообразные, эруптивные тела и экструзии щелочных калиевых пикритов, отнесенные, в свое время, к кимберлитоподобным образованиям.

Эруптивные тела щелочных пикритов размещаются в пределах Баджальской вулканической зоны. Фундамент, на котором заложен вулканоген, представлен отдельными разрозненными блоками архейско-протерозойских кристаллических пород Буреинского массива, осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями палеозоя и мезозоя. Ареал распространения трубок прослежен в пределах полосы субширотного простирания протяженностью около 100 км, от среднего течения р. Горин на востоке до истоков р. Балторо на западе. В центральной части он перекрыт полем верхнемеловых эффузивов баджальского комплекса Баджальской зоны. Следует отметить площадную зараженность аллювия притоков рек Горина, Джиакуни, в меньшей степени р. Кур в пределах выделяемого линейного ареала обломками слюйдисто-оливиновых пикритов, что свидетельствует о высокой насыщенности этой площади эруптивными телами небольших размеров (рис. 35).

Восточнее, в Мяо-Чанском рудном районе, известны находки подобных высокотитанистых и высококальциевых пикритов близкого возраста.

Вулканические образования этого своеобразного пикрит-лампроитовидного комплекса представлены трубчатыми и трещинными дайковыми телами, реже силлообразными залежами и экструзивными штоками, мощностью от первых метров до сантиметров. Иногда наблюдаются тонкоинъектирующие вертикально-верные "струи" вулканического материала, как бы пропитывающие песчано-алевролитовый вмещающий субстрат (трубки

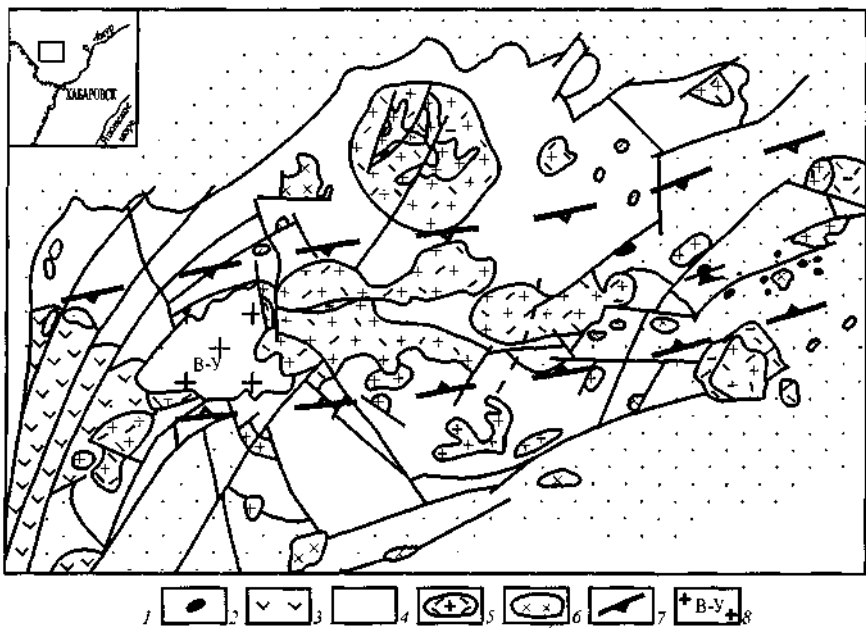


Рис. 35. Схема распространения трубок основных пород в пределах Буреинского вулканогена (М-6 1 200 000).

1 – Породы фундамента: кристаллические сланцы (архей, протерозой), осадочно-вулканогенные и интрузивные образования палеозоя, мезозоя; 2 – Трубки и экструзивные тела калиевых основных пород; 3 – Андезито-базальты, андезиты, дациты раннего мела; 4 – Кислые вулканиды (риолиты, дациты) баджальского комплекса Баджальской зоны; 5 – Экструзивные образования кислого состава; 6 – Монцодиориты силинского комплекса; 7 – Широкая зона распространения трубок калиевых основных пород; 8 – Верхнеурмийский гранитоидный массив

правобережья р. Джиакуни) и выделяющиеся на темно-сером фоне осадков лишь по очень высокой концентрации оранжевого титанистого биотита.

Залегание отдельных потоков лавобрекчий щелочных пикритов среди нижнемеловых туфоогенно-осадочных отложений и перекрытие их верхнемеловыми кислыми эффузивами баджальского комплекса обосновывает их раннемеловой возраст. К-Аг датировки двух образцов слоистых пикритов также отвечают раннему мелу: обр. М-932 – 117,7 млн лет и обр. М-927 – 121,3 млн лет соответственно.

Характерной особенностью вулканических пород является их макроскопически (внешне) брекчиевидный облик. Трубки насыщены ксенолитами вмещающих пород фундамента.

Вариации минеральных парагенезисов пород и заключенных в них мегакристов позволили выделить среди них несколько главных разновидностей (Максимов и др, 2001).

Оливин-клинопироксеновые пикриты – резко порфировые породы невадитовой структуры. Фенокристы составляют до 50 % объема породы и представлены только оливином и титанистым клинопироксеном $Wo_{44}En_{17}Fs_9$. Основная масса сложена микролитами титаноавгита, лапчатым агрегатом калишпата, апатитом и насыщена лейкоксенизированной "пылью" титаномагнетита до 10%. Характерной петрографической чертой ОI-Срх пикритов является преобладание обломочных форм и разные вариации размера вкрапленников – от 0,1 до 10-15 мм. Отмечаются гломеры клинопироксена размером до 5 мм.

Среди преобладающей группы слюнистых лампронтоидных пикритов выделяются ОI-Vi с редким Срх и ОI-Срх-Anf-Vi разности. Для слюнистых пикритов характерно появление фенокристов титаномагнетита и корродированные формы кристаллов биотита и керсутита с характерными бухточками разедания. Состав слюд близок титанистому флогопиту ($f=22\%$, $TiO_2=6\%$), а f керсутита = 37% при содержании $TiO_2 = 5,2\%$ (табл. 43).

Таблица 43

Химические анализы пород лампронтовой серии

	932	946	936	1006	1007	895 А
SiO ₂	40,32	38,50	41,95	43,72	49,80	48,05
TiO ₂	4,68	3,59	3,85	3,00	2,30	2,96
Al ₂ O ₃	12,40	9,90	12,85	13,18	14,02	12,40
Fe ₂ O ₃	3,58	6,70	6,33	3,48	5,60	4,00
FeO	9,61	6,83	6,88	8,63	4,98	6,12
MnO	0,24	0,20	0,23	0,20	0,30	0,19
MgO	10,64	11,24	7,95	8,84	7,35	6,85
CaO	6,48	12,01	10,22	11,24	9,00	7,73
Na ₂ O	0,30	0,43	2,16	2,18	2,66	2,83
K ₂ O	3,30	3,04	2,34	1,80	2,13	2,79
P ₂ O ₅	0,94	0,93	1,17	0,57	0,68	0,79
H ₂ O'	0,44	0,75	0,29	-	0,17	0,35
лпп	6,51	5,48	3,36	2,58	0,96	4,36
Сумма	99,44	99,60	99,58	99,57	99,95	99,42

Примечание. Анализы выполнены в АЦ ДВГИ РАН, аналитик Л.В.Недашковская

Оливин и клинопироксен наблюдаются примерно в равных соотношениях и образуют раннюю ассоциацию. Выделения биотита, керсутита, титаномагнетита значительно более поздние и часто находятся в реакционных взаимоотношениях с минералами раннего парагенезиса, особенно мегакристами клинопироксена, обычно интенсивно замещаемых слюдой.

Биотиты находятся в двух генерациях: крупные 10-15 мм овальные выделения и агрегат мелких удлиненных пластинок, пропитывающий основной базис пород. Окраска слюд светло-коричневая, оранжевая, плеохроируют в кирпично-красных тонах и обладают резкой зональностью. Железистость слюд составляет 24-29%, а содержание TiO_2 - 6% (табл. 44)

Таблица 44

Составы клинопироксенов, амфиболов и биотитов лампронтовой серии

	933	1007	1003	1005	1006	932	1007
	Срх	Срх	Срх	Нб	Нб	Вт	Вт
SiO ₂	51,20	49,50	49,54	39,63	40,28	37,23	35,69
TiO ₂	1,21	1,94	1,54	4,60	5,28	6,12	5,87
Al ₂ O ₃	2,78	4,94	4,54	13,48	12,00	18,02	17,85
Fe ₂ O ₃	2,86	2,10	2,02	1,86	3,76	1,74	0,91
FeO	3,66	5,07	4,70	10,25	9,06	8,53	10,96
MnO	0,12	-	0,09	0,12	0,21	0,11	0,11
MgO	15,70	13,60	15,31	12,85	12,17	17,32	16,07
CaO	21,38	21,90	20,82	11,28	11,53	0,26	0,48
Na ₂ O	0,24	0,47	0,46	1,76	1,84	0,12	0,67
K ₂ O	-	0,06	0,39	2,09	1,51	8,28	9,13
P ₂ O ₅	-	-	0,12	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,60	-	0,18	1,57	2,54	2,10	2,41
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	0,50	-
F	-	-	-	0,10	0,36	0,31	0,31
Сумма	99,75	99,58	99,68	99,68	100,40	100,51	100,33
f	18,4	22,3	19,5	34,8	37,6	24,8	29,4
кн	-	-	-	-	-	22,9	23,3

Примечание. Анализы выполнены в АЦ ДВГИ РАН, аналитик Натарева ЗС

В керсутитсодержащих разностях резко сокращается содержание клинопироксена и оливина, одновременно в основном базисе увеличивается концентрация и степень раскристаллизации лапчатого агрегата калиевого полевого шпата. Состав Срх соответствует $Wo_{47}En_{41}Fs_{12}$, $f_{Вт} = 22\%$ при содержании TiO_2 - 6%, $f_{Кст} = 37\%$ при содержании TiO_2 - 5,2%. Породы содержат кристаллы карбоната, который не выглядит наложенным минералом и обтекается ориентированной основной массой (табл. 44).

Субафировые ОI-Срх-Вт щелочные прикриты отличаются присутствием высокотитанистого клинопироксена и своеобразных округлых обособлений, сложенных перьевидным агрегатом калиевого полевого шпата, тонкопластинчатым биотитом и анальцимом. Обособления не имеют рез-

ких границ и подобны агрегату основной массы, выделяясь более крупными размерами минералов, лейкократовостью и обогащенностью калиевыми фазами. В составе аксессуариев. наряду с преобладающим апатитом, в породах отмечается значительное содержание циркона.

Общей чертой минерального состава серии щелочных пикритов является их безплагиоклазовый состав, количественный рост по мере лейкокризации пород фторгидроксилсодержащих минералов, преобладание слюдястых разностей, что закономерно отражает повышенную калиевость этой ультрабазитовой ассоциации и пониженную активность и концентрацию натрия.

Рассматриваемая серия лампроитоидных пород отвечает низкокременеземистым (38-48 % SiO_2), высокотитанистым калиевым базитам. Породы соответствуют оливин-нефелин и даже лейцит нормативным составам, характеризуются пониженным содержанием глинозема и повышенным фосфора, что фиксируется постоянной насыщенностью рудных минералов и слюд апатитом. Содержание фосфора изменяется пропорционально росту титанистости пород. Слюдистые пикриты отвечают калиевым ультраосновным разностям и наиболее близки лампроитам. В амфиболсодержащих пикритах повышены концентрации натрия, а оливин-флогопитовые разности характеризуются отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, близким к 10 (табл. 43).

Сопоставление пород лампроитовой серии Бурейнского массива с регионами мира, где они проявлены (Зап. Австралия, Монтана, Вост. Африка, и др.) показывает существенные отличия и определенные сходства как по химическому составу, так и по изотопно-геохимическим характеристикам. Главные из них: лампроитоподобные породы Бурейнского массива более глиноземистые и менее магнезиальные, но все они высокотитанистые. По соотношению K/Na имеют значительные колебания: от 11,1 и 7,1 – в магнезиальных до ≈ 1 – в более железистых разностях, что позволяет отнести их к агпайтовым ($K_a > 1.0$) или миаскитовым ($K_a = 0,8-1.0$) типам щелочных пород.

Пироксены и биотиты отличаются повышенной глиноземистостью и железистостью, что и отражается в формульных единицах – изоморфизм ($\text{Si} \leftrightarrow \text{Al}$) сдвинут в сторону Al. Это же свойственно и для амфиболов (табл. 44).

Калиевые основные породы трубок Бурейнского массива при сопоставлении с лампроитами Австралии, Монтана и Сибири отличаются низкими концентрациями LREE (в 3-4 раза), Ba, Sr (в 2-3 раза), но близки по содержаниям HREE, Rb, Sc, Co, U, Th, Pb. Также как и в лампроитах им свойственны близкие величины соотношений Ce/Sr , Sr/Nd , Rb/Ba , Sm/Nd и U/Pb (табл. 45, 46; рис. 36).

Изотопные соотношения Sr, Nd и Pb (по данным одной пробы) показывают, что калиевые основные породы трубок обладают более радиоген-

Таблица 45

Концентрация REE и RE (г/т) в породах лампроитовой серии Буренинского массива

Элемент	№ пробы		
	932	1006	946*
Sc	16	13	—
Co	59	50	—
Ni	350	251	—
Rb	104	63,8	61,0
Sr	995	1333	740
Y	29	36	22
Zr	343	294	270
Nb	146	106	75
Cs	10,6	11,7	—
Ba	2956	685	910
La	70,1	70,3	67,0
Ce	14,9	163	120
Pr	30,6	35,3	—
Nd	66	78,3	50,0
Sm	12,0	14,7	10,0
Eu	3,57	3,97	2,90
Gd	10,4	12,5	—
Tb	1,31	1,60	1,40
Dy	5,97	7,69	—
Ho	1,01	1,35	—
Er	2,46	3,28	—
Tm	0,32	0,43	—
Yb	1,68	2,35	2,40
Lu	0,24	0,34	0,28
Hf	7,51	6,90	—
Pb	10,8	15,3	—
Th	9,22	8,27	—
U	2,01	1,79	—
Sn	1,87	1,61	—

ным свинцом и высокими соотношения Sm/Nd, U/Pb и Rb/Sr, но менее радиогенным стронцием в сравнении с австралийскими лампроитами и основными лавами Невады (табл. 45, 46). На диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фигуративная точка находится вблизи поля океанических островов.

Приведенные данные по комплексам калиевых основных лав трубок Буренинского массива по некоторым петрохимическим и геохимическим параметрам ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и соотношениям REE) позволяют отнести их к породам лампроитовой серии, но отличающихся от последних спектром REE и изотопными характеристиками.

5.14 ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ РИФТОВ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ АППАРАТОВ

В кайнозой вулканизм на территории Амурской мегаструктуры проявлялся неоднократно: в даний — плиоцене, возможно в позднем палеогене, в миоцене и в голоцене. За последнее десятилетие появилось много данных по абсолютным датировкам вулканических толщ, возраст которых ранее определялся условно. Особенно это касается миоценовых, позднмиоценовых-плиоценовых покровов базальтов и центральных аппаратов. Это же касается и относительно геохимической характеристики как редкоземельной, так и изотопной, что, безусловно, затрудняет решение вопросов глубинного петрогенезиса. Наиболее интересными в этом плане являются работы китайских геологов, проведенные совместно с американскими и японскими учеными по Северо-Восточному Китаю [Chen et al., 1989]. Получены новые данные по Восточному Приморью, благодаря совместным

Концентрации (г/г) и изотопные соотношения Sr, Nd и Pb в породах лампроктовой серии Бурейского массива [Максимов и др., 2001]

№ пробы	Sm	Nd	$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	абс. возраст K-Ar (млн.лет)	Sr	Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
932	10,7	58,7	0,10995	0,512746	+3,38	117,7**	995	104	0,706101	18,5690	15,5815	38,514
946*	10,0	50,0	--	--	--	121,0**	740	61,0	0,705810	--	--	--

Примечание. 1. Определения REE и редких элементов проводились в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Аналитик: Смирнова Е.В., Сандмирова Г.П.; 2. Определения изотопов стронция и свинца проводились в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Программой при определении изотопов свинца предусмотрена коррекция на фракционирование с помощью весовых отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Результаты измерений нормализованы по искомым результатам параллельных определений стандартов Pb-NBS-981. Аналитики: Исаков Ю.А., Пахалеченко Ю.А., Сандмирова Г.П., Лелюхина Л.Е.; 3. Sm-Nd изотопные анализы выполнены в ИГЕМ РАН с использованием методики, описанной [7]. Неодим анализировался на многоканальном масс-спектрометре MAT-262. Нормирование изотопных отношений неодима осуществлялось по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Параллельные измерения стандартного образца "La Jolla" дали средний результат $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511842 \pm (20/2 \text{ б.д.})$. Аналитик: Журавлев Д.З. * - определения проводились в АЦ ГИН РАН, аналитик Лягунов С.М.; ** - определения абсолютного возраста проводились в АЦ ДВГИ ДВО РАН, аналитик Бойко С.В.

работам с японскими геологами [Мартынов, Окамура, 1993; Otofujii, Sakhno et al., 1996, 1999; и др.], что позволило более детально расчленить базальтовые образования Восточного Сихотэ-Алиня и уточнить их возраст и, в частности, позднемеловых-палеоценовых кислых интрузивов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, а также динамику движения как отдельных блоков, так и в целом Сихотэ-Алиня относительно Юго-Восточной Азии [Otofujii et al., Sakhno, 1997, 1998]. Наиболее интересным являются работы по геохимической изотопии с использованием изотопов Sr и Nd, а также редкоземельных элементов, проведенные Ю.А.Мартыновым [1999] по Восточному Приморью, а также работы по центральной части Амурской мегаструктуры (группа вулканов Удаляичи) и щелочным базальтам Уссури-Амурской рифтовой зоны [Моисеенко, Сахно, 2000]. Эти данные и послужили основой для характеристики ареального и рифтового вулканизма Амурской мегаструктуры в кайнозое.

Позднемеловые-плиоценовые вулканогенные образования, относящиеся к окраинно-континенталь-

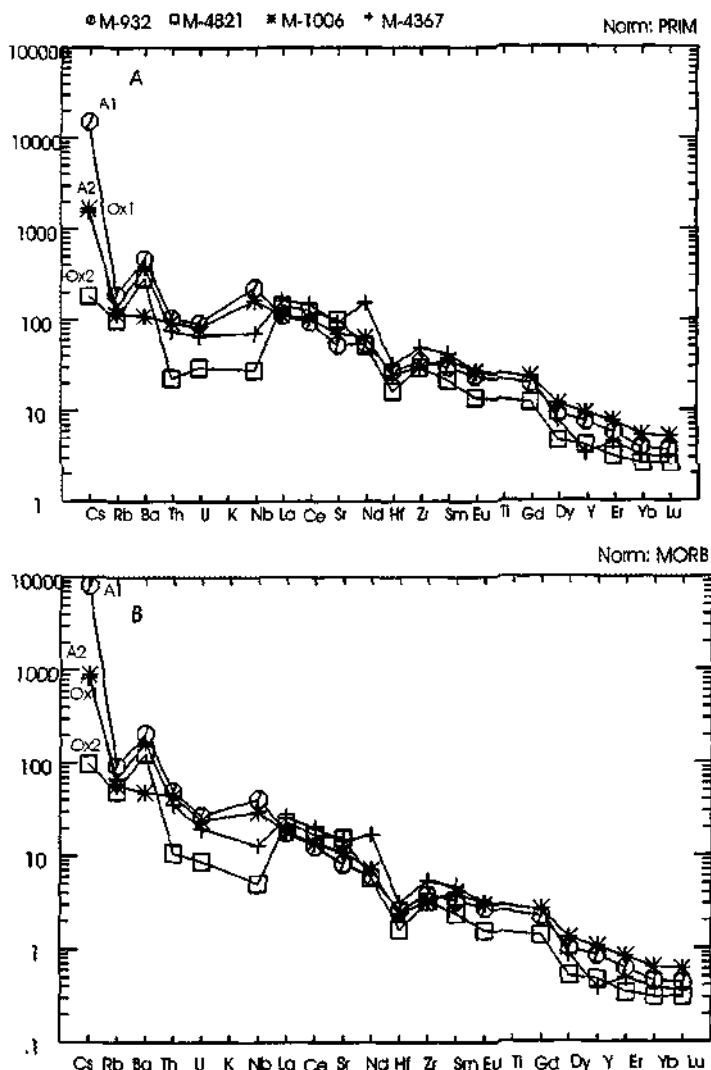


Рис. 36. Концентрации редких и REE в породах Лампронтовой серии Буренского (932 и 1006) и Охотского (4821 и 4367) массивов, нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В) Пробы предоставлены С.О Максимовым

ному Восточно-Сихотэ-Алинскому поясу, достаточно детально были охарактеризованы в работах российских геологов [Сахно, 1984, 1991; Попов, 1986; Мартынов, 1982; и др.], а также в обобщающих монографиях [Вулканические..., 1984; Тихоокеанская окраина, 1991; и др.]. Были рассмотрены как вопросы геологического строения, состава вулканогенных комплексов,

так и вопросы геодинамического режима формирования этих структур. Изотопная и геохимическая, особенно редкоземельная, характеристики стали возможны только в последние годы, что позволило более определенно наметить новый геодинамический рубеж завершающего этапа эволюции окраинно-континентального пояса. Он соответствует этапу перестройки структур пояса на рубеже даний-палеоцен, вовлечением региона, т.е. восточной окраины мегаструктуры, в рифтообразование, что отразилось в появлении геохимических характеристик, свойственных переходным типам к внутриплитным обстановкам. К этому типу переходных пород относятся вулканы боготольского комплекса Сихотэ-Алинского пояса. Более поздние образования, представленные базальт-риолитовыми контрастными ассоциациями (Кедровская, Кизинская и др.), завершают развитие окраинного пояса и знаменуют вступление региона в этап рифтообразования и формирования платобазальтов, а в более позднее время (миоцен-поздний миоцен) – в вулканизм рифтовой стадии, связанный с растяжением как окраинной мегаструктуры, так и ее центральных частей. В связи с этим, более детальная геохимическая характеристика ассоциаций пород этого этапа, учитывая новые данные, позволяет наметить основные закономерности геодинамического режима, рассмотреть вопросы парагенезиса вулканических серий и построить петролого-геохимические модели вулканизма как активных окраин мегаструктуры, так и ее центральных частей. Таким образом, в общей схеме развития вулканизма в пределах мегаструктуры в кайнозойское время можно наметить несколько этапов: даний-палеоцен (+эоцен), олигоцен, раннемиоценовый и позднемиоцен-плиоценовый (+плейстоцен). Каждому из этапов соответствует формирование, главным образом, вулканогенных толщ. Определение возраста вулканогенных образований основано на малочисленных, а порой и противоречивых, палеофлористических данных. Абсолютных датировок также недостаточно, что весьма затрудняет корреляцию вулканогенных пород особенно платобазальтов, развитых как в Восточном Сихотэ-Алине, так и в пределах всей Амурской мегаструктуры.

Общая геологическая характеристика

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, как одна из структур Восточно-Азиатского вулканического линеамента, был рассмотрен ранее и здесь его характеристика не представлена. Следует только подчеркнуть, что при общих чертах строения, свойственных всем звеньям Восточно-Азиатского вулканического линеамента, как структуре глобальной, для каждого из них характерны и свои особенности развития. Тем не менее, рубеж поздний мел-палеоген для всех звеньев линеамента является рубежом изменения геодинамического режима, что отражается и в изменении характера вулканических процессов и состава пород. Этапы, выделенные выше, отражают эти изменения.

К даний-палеоцен-зоценовому этапу относятся в Восточном Сихотэ-Алине кислые вулканыты богопольской свиты, андезиты и андезитобазальты кузнецовской свиты и ее аналогов. Это кальдерные комплексы, связанные с развитием вулканических центров, главным образом, во внешней, меньше – внутренней зоне центральных и южных частях вулканического пояса. Химический состав и характеристика микроэлементного и редкоземельного содержания позволяют относить породы к переходным типам с внутрилитными базитовыми чертами. Особенно это свойственно для более основных лав этого этапа (табл. 47,48). Более молодые вулканические комплексы (олигоцен-нижнеплиоценовые) представлены, главным образом, базальтоидными и бимодальными формациями. Они слагают покровы вулканических плато, а также отдельные центры и субвулканические интрузии вдоль побережья Японского моря. Наиболее полно этот этап проявился в северной части Сихотэ-Алиня. Они выделены в свиты сизиманскую, колчанскую, кизинскую – на севере; салибезскую, максимовскую, кизинскую – в Центральном и суворовскую и ее аналогов – в Южном Сихотэ-Алине. Породы этих свит, особенно северной части, достаточно полно охарактеризованы данными абсолютных возрастов (Мартынов, 1999), и в некоторых разрезах – флористическими отпечатками [Олейников, 1989; Ахметьев, 1974; и др.] .

Таблица 47

Содержание редких и редкоземельных элементов в лавах и экструзиях промежуточных серий мезозойских рифтов и вулканических ареалов континентальных зон Амурской мегаструктуры

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	64,06	54,08	55,09	70,90	70,33	74,24
TiO ₂	0,43	0,77	0,58	0,51	0,23	0,10
Al ₂ O ₃	15,60	17,55	13,29	12,72	16,82	13,66
Fe ₂ O ₃	1,78	4,93	8,34	3,55	0,78	0,55
FeO	2,60	4,15	1,14	3,31	2,11	1,32
MnO	0,05	0,24	0,16	0,04	0,09	0,05
MgO	2,16	2,78	6,29	0,55	0,52	0,46
CaO	4,03	6,19	9,33	1,04	3,11	1,35
Na ₂ O	3,17	2,50	2,04	3,20	3,14	3,78
K ₂ O	1,12	0,62	0,64	3,70	3,43	4,07
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,09	-	-	0,09
H ₂ O-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O+	-	-	-	-	-	-
n n n	3,81	5,47	2,51	-	-	-
Сумма	99,47	99,37	99,50	99,52	100,53	99,67
Sc	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	7,89	2,49

Окончание табл. 47

	1	2	3	4	5	6
Ti	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	365
V	н.а.	н.а.	57	н.а.	н.а.	8,08
Mn	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	180
Co	1,0	24	170	7	н.а.	0,68
Ni	1,0	25	45	4	н.а.	1,75
Cu	3,0	27,0	63,0	84,0	8,75	0,0
Zn	40,4	н.а.	н.а.	60	н.а.	17,9
Ga	20,2	н.а.	н.а.	н.а.	19,8	19,2
Ge	1,11	н.а.	н.а.	н.а.	0,89	0,7
Rb	35,9	13,0	26,0	149	210	369
Sr	250	377	221	82,0	117	15,8
Y	16,2	18,0	15,0	25,0	32,5	33,1
Zr	75,7	101	22,0	28,0	40,4	56
Nb	5,14	13,0	4,0	7,0	10,6	26
Mo	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,95	0,4
Sn	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	5,74	2,6
Cs	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	11,8
Ba	391	274	140	652	724	46,2
La	20,9	16,0	7,0	23,0	33,2	21,7
Ce	44,7	32,0	14,0	48,0	78,8	61,3
Pr	5,26	4,0	2,0	5,0	8,27	6,22
Nd	19,6	16,0	9,0	19,0	29,4	23,3
Sm	3,74	3,0	2,0	4,0	6,19	5,72
Eu	0,99	1,0	1,0	1,0	0,88	0,15
Gd	3,70	3,0	3,0	4,0	5,48	4,98
Tb	0,50	н.а.	н.а.	1,0	0,83	0,79
Dy	2,90	3,0	3,0	4,0	5,04	5,41
Ho	0,61	1,0	1,0	1,0	0,97	1,12
Er	1,74	2,0	2,0	3,0	2,89	3,58
Tm	0,29	н.а.	н.а.	н.а.	0,48	0,74
Yb	1,89	2,0	1,0	3,0	2,95	4,58
Lu	0,28	н.а.	н.а.	н.а.	0,41	0,66
Hf	2,32	3,0	1,0	1,0	1,66	2,43
Ta	0,45	н.а.	н.а.	н.а.	0,64	5,57
W	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1,96
Pb	н.а.	5,0	1,0	37,0	17,5	30,8
Th	5,65	3,0	1,0	1,0	12,4	31,1
U	1,32	1,0	н.а.	2,0	1,52	5,40

Примечание. 1-3 - лавы и туфы станолитского комплекса (ранний мел); 4-6 - Бад-
 жальский комплекс (поздний мел); 4 - риолит, 5 - экструзия, 6 - биотитовый гранит.

Таблица 48

Содержание редких и редкоземельных элементов
в переходных сериях (дальней-эоцен)

Изотоп	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	67,77	67,42	63,80	73,54	62,68	52,55	49,3	47,0
TiO ₂	0,37	0,42	0,85	0,14	0,70	1,05	1,53	1,97
Al ₂ O ₃	14,64	14,13	16,01	12,96	16,62	18,9	18,03	17,04
Fe ₂ O ₃	2,9	1,81	3,41	0,86	1,57	4,32	2,64	3,7
FeO	1,62	2,93	1,74	1,62	3,46	3,49	6,67	7,57
MnO	0,07	0,05	0,10	0,08	0,13	0,27	0,16	0,17
MgO	1,41	0,84	1,23	0,10	1,40	4,49	6,54	6,85
CaO	2,06	2,54	3,40	0,45	4,05	8,66	7,08	7,95
Na ₂ O	3,66	3,54	4,32	3,46	4,43	2,7	3,2	2,71
K ₂ O	3,35	3,1	2,63	5,14	3,02	1,4	0,86	1,55
P ₂ O ₅	0,17	0,26	0,20	0,19	0,16	0,59	0,63	0,39
H ₂ O	0,2	0,58	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
п.п.п	1,36	1,96	1,88	1,10	1,80	0,56	3,23	1,9
Сумма	99,58	99,58	99,57	99,64	100,02	99,6	100,27	99,65
Cr	н.а.	н.а.	14,0	2,0	14,0	150	78	48
Sc	н.а.	6,0	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
V	н.а.	н.а.	41,0	н.а.	63,0	170	220	110
Co	н.а.	н.а.	7,0	н.а.	13,0	34	20	52
Ni	н.а.	н.а.	6,0	н.а.	19,0	100	48	72
Cu	н.а.	23,1	20,0	н.а.	47,0	36,00	57	79
Zn	18,7	50,1	49,8	70,2	38,9	120,00	130	60
Ga	14,8	19,6	18,5	19,3	17,9	н.а.	н.а.	н.а.
Ge	1,39	1,71	3,89	3,92	1,73	н.а.	н.а.	н.а.
Rb	81,4	52,7	65,6	7,8	50,7	29,0	19	29
Sr	209	175	251	485	314	973	781	1055
Y	19,1	27,8	30,5	16,4	26,0	н.а.	27,0	29,0
Zr	106	76,4	102	50,4	66,5	317	140	99
Nb	3,90	11,4	5,84	4,22	4,05	н.а.	14,0	12,0
Sn	н.а.	0,0	4,0	н.а.	5,0	5,0	1,0	3,0
Cs	н.а.	4,45	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ba	698	612	483	133	365	600	550	0,0
La	19,7	30,0	29,4	13,1	22,7	н.а.	26	13,5
Ce	43,0	43,4	66,9	32,4	53,8	н.а.	53	25
Pr	5,05	6,71	7,56	4,22	6,94	н.а.	н.а.	н.а.
Nd	20,1	27,3	31,8	18,9	27,1	н.а.	н.а.	н.а.
Sm	4,17	5,44	6,21	4,14	6,09	н.а.	н.а.	н.а.
Eu	0,89	1,11	1,63	1,32	1,38	н.а.	2,18	1,6
Gd	3,39	4,73	6,49	3,93	5,77	н.а.	н.а.	н.а.

Окончание табл. 48

Изотоп	1	2	3	4	5	6	7	8
Tb	0,58	0,80	0,96	0,61	0,90	н.а.	н.а.	н.а.
Dy	3,78	4,34	5,75	3,23	5,73	н.а.	н.а.	н.а.
Ho	0,77	0,89	1,19	0,66	0,95	н.а.	н.а.	н.а.
Er	2,46	3,01	4,07	1,72	3,08	н.а.	н.а.	н.а.
Tm	0,36	0,46	0,52	0,28	0,45	н.а.	н.а.	н.а.
Yb	2,73	2,82	3,28	1,72	3,18	н.а.	2,3	2,3
Lu	0,43	0,46	0,63	0,26	0,45	н.а.	0,33	0,33
Hf	3,67	3,72	3,65	1,55	2,17	н.а.	3,58	4,6
Ta	0,41	0,06	0,85	0,43	0,59	н.а.	н.а.	н.а.
Pb	н.а.	13,23	н.а.	н.а.	34,0	6,0	15	5
Th	14,71	9,97	16,7	4,34	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
U	3,44	1,59	4,55	0,73	2,43	н.а.	н.а.	н.а.

Примечание. 1-3 – Богопольский комплекс (даний–эоцен) 1 – Северо-Соболевские игнибриты, 2 – Богопольские игнибриты, 3 – экструзия в Шандуй, 4 – риолит (дайка); 5 – андезито-дацит (Маастрихт–даний); 6-8 – высокоглиноземистые базальты (Мартынов, 1999)

Позднемиоцен-плейстоценовый этап представлен значительно шире. Вулканы известны на севере, в Центральной и Южном Сихотэ-Алине, Южном Приморье, в бассейне Амура, в центральных и западных частях внутреннего овала Амурской мегаструктуры и за его пределами [Сахно, Денисов, 1963; Peng et al., 1976; Wu et al., 1984; и др.]. К образованиям этого типа относятся совгаванская свита Совгаванского, Нельминского плато Северного Сихотэ-Алиня, базальтоиды Шкотовского, Борисовского плато Южного Приморья, базальтовые плато рифтовой системы Таньлу (Муданьцзянское, Нэнцзянское, впадины Люхэ, басс. Среднего и Нижнего Амура и т.д.), многочисленные моногенные вулканы Уссури-Амурской рифтовой зоны и др. Возрастные пределы формирования платобазальтов и центральных моногенных вулканов определены на основе абсолютных датировок и укладываются от наиболее ранних, в пределах 12-13 млн лет, для Шкотовского и Борисовского плато (устное сообщение С.В.Рассказова) до 8-6 и 5-4 млн лет – для молодых образований Совгаванского и Нельминского плато [Мартынов, 1999]. Для центральной, внутренней частей Амурской мегаструктуры предел формирования базальтов плато растянут во времени от раннего миоцена до четвертичного возраста. Здесь известны долинные покровы платобазальтов (оз.Цинбоху, р. Муданьцзян и др.), приуроченные к рифтам системы Таньлу-Дуньхуа-Мишань (Дуньмин), Илань-Итун и др., возраст которых определяется как миоцен-плейстоцен [Peng et al., 1976; Wu et al., 1987; и др.].

Самые современные извержения характерны для вулканических центров группы Удалянци и Байтоушань (Пектусан). Последний располагается за пределами Амурской мегаструктуры, за юго-восточным ее флангом.

Петрографические и петрогеохимические особенности кайнозойских комплексов

Разнообразие геодинамических обстановок, развитие различных типов проявления кайнозойского вулканизма отразилось и на разнообразии как петрографических типов, так и петрогеохимических составов. Особенности составов минеральных ассоциаций вкрапленников петрохимических типов были рассмотрены детально в работах Сахно В.Г., Попова В.К., Мартынова Ю.А., Михайлова В.А. и многих других. Было подчеркнuto, что для более ранних вулканитов (дат-палеогеновых) свойственно проявление латеральной зональности как в изменении минеральных ассоциаций вкрапленников, так и в петрогеохимическом составе с востока на запад даже в пределах структур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Вулканические..., 1984]. Во фронтальных частях, как правило, это более основные типы пород, минеральные ассоциации более кальциевые, более магнезиальные и натровые, в тыловых – они более железистые, существенно калиевые и более щелочные. Такие же особенности свойственны и для распределения микроэлементов, что позволило предполагать влияние субдукционного механизма на условия их генезиса. В тоже время было отмечено, что появляются некоторые особенности в поведении таких элементов, как Та, Nb, их необычно высокие концентрации в лавах этого этапа, что не свойственно лавам типично островодужных комплексов. Вместе с этим отмечается повышение концентраций и других когерентных и некогерентных элементов, а главное – накладывается "базитовый" отпечаток на характер ассоциации микроэлементов, что позволило связывать условия их происхождения с влиянием глубинных (возможно, мантийных) процессов [Сахно, 1971, 1976; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.].

Более детальные геохимические исследования состава этих пород с привлечением редкоземельных и редких элементов дают возможность считать, что мы имеем черты внутриплитных характеристик, наряду с субдукционными [Тихоокеанская окраина, 1991; Мартынов, Колосов, 1989; и др.]. Изотопные характеристики (табл. 49) более уверенно подтверждают эту особенность и позволяют полагать, что это связано со структурной перестройкой в зоне раздвигов и формирования *slabe-window*, мантийных подтоков в зонах декомпрессионных растяжений.

Если рассматривать в целом весь комплекс пород Восточного Сихотэ-Алиня как зоны влияния двух плит – Амурской и Тихоокеанской при косо-направленном столкновении, при котором возникает скольжение и формируются раздвиги [Уткин, 1984; Tarponier et al., 1986; Тихоокеанская окраина, 1991], то вполне объяснимо существование признаков как субдукцион-

Таблица 49

Абсолютный возраст и содержание радиогенных изотопов в различных типах базальтов Восточного Приморья и Уссури-Амурской системы

Привязка	Возраст (млн лет)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr1	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Nd1
Высокглиноземистые базальты					
ЮВЗ	54,81±1,83	0,705157	0,70513	0,512662	0,51264
ЮВЗ	47,30±1,21	0,705097	0,705091	0,512647	0,512608
СВЗ	36,7±1,07	0,703945	0,703872	0,512787	0,512762
СВЗ	24,81±0,78	0,703896	0,70388	0,512886	0,512855
ЦВЗ	24,38±0,76	0,703955	0,70393	0,512827	0,512806
ЦВЗ	34,85±1,09	0,704806	0,70478	0,512738	0,51272
ЦВЗ	29,02±0,91	0,703771	0,703762	0,512881	0,512856
ЦВЗ	33,64±1,05	0,704438	0,704412	0,512732	0,512715
Платобазальты					
Шкотовское плато	11,81±0,34	0,704693	0,704679	0,512649	0,512632
	8,85±0,51	0,70448	0,704474	0,512791	0,51278
Совгаванское плато	11,89±0,37	0,704362	0,7435	0,512804	0,51278
	8,05±0,25	0,704126	0,704108	0,512647	0,512639
	6,43±0,17	0,703859	0,70384	0,512705	0,512686
Нельминское плато	6,37±0,2	0,703853	0,703839	0,512815	0,512785
	4,96±0,26	0,704085	0,704064	0,512743	0,512722
Балонь	9,60±0,06*	0,70462	на	на	на
Дедушка	12,0±1,0	0,704685	на	на	0,512709
Сальский	на	0,704226	на	на	на
Лесозаводская трубка	30,5±1,5	0,704473	на	на	на
Бабушка	**4,78	на	на	на	на
Свягино	на	0,704055	на	на	на
Медвежий	на	0,704321	на	на	на
Борисовка	на	0,704406	на	на	на
Барановский	8,0±	0,704600	на	на	на
Борис плато	12,0±	0,704705	на	на	на
Плато Алчан	15,0±1,0	0,704562	на	на	на
Плато Алчан (трахит)	13,5±1,5	0,704462	на	на	на

Примечание. Sr1 и Nd1 – рассчитанные первичные соотношения изотопов Sr и Nd 1–15 – по данным Ю.А. Мартынова (Мартынов, 1999 г.), 1–8 – высокглиноземистые базальты Восточного Приморья, 1–2 – южная зона, 3–4 – северная зона, 5–8 – центральная, 9–15 – платобазальтов, 9–10 – Шкотовское, 11–13 – Совгаванское, 14–15 – Нельминское, 16–24 – вулканы и трубки Уссури-Амурской рифтовой зоны, 25–27 – плато, 25 – Борисовское, 26 – базальт Алчанского рифта, 27 – трахит верхней части покрова, *16 – образец Ar/Ar возраст (Приходько и др., 1996), **20 – K/Ar возраст (Расказов и др., 2000)

ного, так и внутриплитного магматизма с теми петрогеохимическими характеристиками, которые свойственны не только даний-палеогеновому этапу, но и более позднему – палеоген-раннемиоценовому. Появление высокоглиноземистых базальтов отвечает условиям взаимодействия астеносферной мантии и континентальной коры в режиме косонаправленного движения литосферных плит и началу раскрытия Японского моря.

Таким образом, появление раннекайнозойских (эоцен-палеоценовых) высокоглиноземистых базальтов на смену излияниям (позднемиоценовых-даньей-палеоценовых) кислых пород знаменует переход к режиму растяжения и началу рифтообразования, максимальная фаза которого была в миоцене и позднем миоцене.

Петролого-геохимическая характеристика высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня достаточно детально освещена в литературе [Попов, 1986; Мартынов, 1983, 1999; Есин, Прускевич, Кутюлин, 1992; и др.]. Следует подчеркнуть, что новые данные по определению возрастов базальтовых толщ, а также изотопно-геохимическая систематика уже на этой стадии, дают возможность при сопоставлении с другими регионами Амурской мегаструктуры рассмотреть не только вопросы петрогенезиса основных лав в различных геодинамических обстановках, но и влияния глубинных астеносферных слоев и процессов, и построить модели базальтоидного вулканизма с характеристиками переходных внутриплитных и плиомовых типов (табл. 50).

Менее изученными являются поздние излияния и извержения щелочных базальтов, которые располагаются вдоль рифтов, а также ареальных извержений центрального типа.

Позднемиоценовые и плиоцен-плейстоценовые вулканы представлены, главным образом, щелочными базальтоидами, а в центральных аппаратах появляются дифференциаты: трахиты, комендиты и другие щелочные, кислые породы. Щелочные базальтоиды встречаются, в основном, в виде нектров и руин моногенных вулканов, в трубках взрыва, а также в виде коротких покровов вокруг них. В щелочных базальтоидах вулканов и трубок взрыва встречаются ксенолиты шпинелевых лерцолитов и, значительно реже, гранат-флогопитсодержащие перидотитов и пироксенитов.

Щелочные базальтоиды с ксенолитами перидотитов известны вулканы в Усури-Амурском рифте и системы Таньлу (Дунхуа, Мишань, Итун и др.).

Среди щелочных базальтоидов распространены породы нескольких серий: натровой, калиево-натровой и калиевой. Натровая серия представлена ассоциацией щелочных оливиновых базальтов, фонолитовых базальтов, тефритовых фонолитов и оливиновых нефелинитов. Калиевая серия представлена ассоциацией лейцитсодержащих оливиновых базальтов, фонолитовых тефритов и лейцит-оливиновых лейцититов и т.д. Наблюдаются переходные разновидности: с нефелином и лейцитом, и нефелинсодержащие оливиновые базальты [Сахно, Денисов, 1963; Приходько и др., 1994; и др.] (табл. 51).

Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т)
базальтоидов восточного Сихотэ-Алиня

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,19	51,15	51,51	47,33	50,00	49,88	51,8	51,07	51,45
TiO ₂	1,16	1,31	1,28	1,79	1,48	2,12	1,77	2	1,34
Al ₂ O ₃	17,73	17,64	17,81	16,47	17	17,68	17,2	16,36	16,7
Fe ₂ O ₃	4,04	4,77	4,31	7,08	3,44	7,2	2,14	2,44	4,04
FeO	4,32	5,13	4,92	5,35	8,5	3,51	8,02	8,33	5,69
MnO	0,15	0,91	0,16	0,14	0,16	0,14	0,15	0,15	0,14
MgO	5,07	5,48	8	9,42	7,11	3,22	7,8	6,56	7,81
CaO	7,85	7,96	7,89	7,87	7,89	6,39	6,52	7,89	8,16
Na ₂ O	3,99	3,04	3,35	3,03	3,08	4,15	2,87	3,6	2,73
K ₂ O	1,46	1,32	1,63	1,11	0,17	2,23	1,3	0,24	0,69
P ₂ O ₅	0,37	0,43	0,37	0,39	0,27	0,74	0,47	0,3	0,27
LoI	–	–	–	–	0,1	2,47	0,07	–	1,21
Сумма	98,33	99,14	101,23	100,00	99,55	100,39	100,17	99,47	100,23
Rb	35	22	37	30	3	94	27	17	14
Ba	–	479	732	484	–	953	355	340	249
Sr	786	530	792	699	423	1409	558	433	285
Pb	13	14	12	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Sn	3,5	2	3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Sm	н.а.	н.а.	н.а.	4	2,6	5,8	5,28	5,44	3,1
Cu	39	63	85	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Zn	123	72	65	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ag	0,08	–	0,13	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ni	72	60	55	н.а.	42	–	95	120	190
Co	24	22	26	41,8	10	–	45	36	63
Cr	79	77	54	200	34	47	123	130	175
V	192	138	160	н.а.	60	–	140	100	140
Zr	192	138	160	126	82	–	102	98	92
Hf	262	147	166	0,6	0,75	5,1	2,77	2,7	1,9
La	–	16	22	12,5	н.а.	38,9	14,2	8,5	5
Ce	–	33	49	28,3	17,6	62,9	28,5	20,8	14
Eu	–	1,8	1,5	1,6	1,3	2,32	1,84	1,84	–
Gd	н.а.	н.а.	н.а.	4,4	3,5	4,3	5,3	6,3	4,8
Tb	н.а.	н.а.	н.а.	0,72	0,24	0,69	0,85	0,79	0,74
Yb	–	1,9	2,6	0,84	0,8	1,7	2,01	1,9	0,9
Lu	–	0,3	0,35	0,18	0,19	0,24	0,3	0,27	0,18
Nb	–	12	20	21	12	–	–	16	11
Nd	н.а.	н.а.	н.а.	12,8	9,3	27,5	17,9	17,7	9,5
Y	–	17	35	20	20	–	–	26	1,9
Ta	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3,03	0,74	0,62	н.а.

Примечание. 1–3 – высокоглиноземистые базальты Восточного Приморья; 4–6 – Совгаванское плато; 7–9 – Нельминское плато (Маргынов, 1999).

Таблица 51

Химические анализы щелочных пород ссури-Амурской рифтовой зоны

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40,07	40,84	44,12	46,33	44,73	38,48	55,58	56,39	53,68	41,39	53,30	57,70	64,50
TiO ₂	2,88	2,42	1,79	1,89	3,25	2,89	1,88	1,80	1,02	2,85	0,14	0,83	0,79
Al ₂ O ₃	9,55	9,94	13,45	9,67	14,75	11,63	14,84	15,22	17,95	15,90	24,00	17,43	16,19
Fe ₂ O ₃	5,99	6,40	9,81	5,77	5,52	6,40	5,28	6,59	1,03	1,38	2,01	2,90	3,97
FeO	7,43	5,79	2,61	6,98	6,84	6,64	5,24	2,28	6,73	9,76	2,29	3,58	0,17
MnO	0,28	0,26	0,19	0,30	0,22	0,24	0,28	0,09	0,13	0,19	0,15	0,17	0,07
MgO	15,01	15,73	10,81	11,18	5,99	12,98	4,40	4,45	4,52	13,92	0,14	0,99	1,45
CaO	9,60	8,90	8,77	10,89	6,98	10,86	5,01	5,70	7,50	8,98	1,54	3,22	4,15
Na ₂ O	2,98	4,30	5,16	4,22	4,85	4,20	3,21	3,06	3,89	2,87	6,27	4,53	3,27
K ₂ O	2,38	1,98	1,28	1,26	2,62	2,35	2,38	2,38	1,43	1,13	6,19	5,39	2,57
P ₂ O ₅	0,89	1,06	0,17	1,10	0,67	0,84	0,60	0,40	0,44	0,67	0,37	0,42	0,54
H ₂ O	0,45	0,30	0,24	0,12	0,44	0,38	0,20	0,53	1,46	0,98	0,77	1,35	0,16
л.п.п.	1,99	1,60	1,30	0,22	2,70	1,65	0,40	0,94	0,50	0,44	2,21	1,34	1,54
Сумма	99,50	99,52	99,70	99,93	99,56	99,54	99,30	99,83	99,58	99,76	99,81	99,85	99,67

Примечание. 1-6 – щелочные базальты вулканов: 1 – Бабушка, 2 – Дедушка, 3 – Сальский, 4 – Медвежий, 5 – обломок в брекчии, Лесозаводской трубка, 6 – Свягино; 7-8 – андезито-базальты в. Барановского; 9-13 – неогеновое базальтовое плато Алчанского рифта: 9 – базальт плато; 10 – пикрито-базальт; 11-13 – трахиты: 11-12 – покровные трахиты (г. Б. Ключ), 13 – экструзивный трахит (г. Виллойка).

Щелочные базальтоиды натрово-калиевой серии, в которых известны ксенолиты ультраосновных пород, встречаются значительно чаще, чем калиевые лейцитсодержащие и лейцитовые базальты и фonoлиты.

Наиболее калиевые базальты на территории Амурской мегаструктуры известны только в двух местах: вул. Болоньский и в вулканах группы Удаляччи. В Болоньском в основной массе количество лейцита достигает 40%, что позволяет отнести эти базальты к лейцититам [Сахно, Денисов, 1963; Приходько и др., 1994]. В вулканах группы Удаляччи известны лейцитовые базальты, но основная часть калия находится в стекле.

Вулканическая группа Удаляччи состоит из 14 вулканов с хорошо сохранившимися конусами высотой 300-400 м и привершинной кальдерой, образовавшейся при заключительной фазе извержений. Они располагаются по контурам овала, вытянутого с запада на восток. Именно по внешнему контуру овала располагаются более древние вулканы с возрастом извержения по данным китайских геологов [Chen et al., 1989] около 546 тыс. лет, а по нашим данным – около 500 тыс. лет. Наиболее молодые вулканы с извержением кластитов и заключительной эксплозией тефры и пепла произошли в 1719-1721 гг. нашего тысячелетия. Они располагаются в центре

большого овала на "пьедестале" вулканического плато. Центрами излияния являются два вулкана: Хэйлуншань и Хошоушань. Для вул. Хэйлуншань характерна кратерная воронка и серия боковых трещин и бокк, из которых изливались в различные стороны лавы, с поверхности застывали и, двигаясь по потоку, формировали рельеф, типичный для кластитовых потоков. Основная масса лавы изливалась из вул. Хэйлуншань, в меньшей степени – из вул. Хошоушань. Для последнего характерна взрывная кальдера, глубиной 200-300 м, с отвесными стенками, а лавовый поток, излившийся после взрыва, вытекал из кальдеры в северной и южной частях. Вулкан Хошоушань слегка дегазирует, чувствуется запах серы и серного ангидрида.

Весьма своеобразна петрография лав вулканов группы Удалянчи. Они отличаются высоким содержанием калия одновременно с высоким содержанием магния и образуют широкую гамму петрографических типов: от лейцитовых теффитов и фонолитов до трахитов. В лавах известны включения шпинелевых перидотитов, в группе вулканов к северу от Удалянчи (вул. Эркэшань) и Кэлоу известны флогопитсодержащие ультраосновные включения, а также гранатсодержащие перидотиты.

Детальная петрологическая характеристика как минеральной части вулканических покровов, так и ксенолитов этих вулканов будет дана в последующих исследованиях.

В вулканах группы Удалянчи известны лейцитовые базальты, но основная часть калия находится в стекле.

В целом можно отметить, что общая щелочность и, особенно, содержание калия в породах возрастает от более древних (палеоценовых и раннемиоценовых) к древнечетвертичным и современным извержениям. Древнечетвертичные и четвертичные вулканы и покровы располагаются вокруг впадины Сунляо, представляющую собой опущенный блок центральной части Амурской мегаструктуры.

Особую группу представляют вулканы и центры длительного извержения – от раннего миоцена до четвертичного времени. Примером могут быть центры извержений, располагающиеся вокруг впадины Сунляо, а также отдельные вулканы, например, Чанбаошань, в котором отмечаются ранние фазы извержения, представленные толентами (ранний миоцен), а средние (поздний миоцен) и исторические – щелочными сериями, вплоть до комендитов и трахитов. Прослеживается эволюция изменения состава лав от толентовых до щелочных и калиевых разновидностей с омоложением, а также характер изменения концентраций редких и редкоземельных (REE) элементов (табл. 52, 53; рис. 37-39). Отчетливо это проявлено для наиболее несовместимых элементов и особенно для LREE, а с повышением калиевости возрастает и концентрация этих элементов. Тем не менее, отмечается общая тенденция – изменение петрохимического и редкоземельного состава базальтоидов от периферии мегаструктуры к ее центру. Базальты восточных регионов отличаются большей глиноземистостью и натровостью по

Таблица 52

Содержание петрогенных (вес.%) и микроэлементов (г/т) в лавах вулканической группы Удальчи (центральная часть Амурской мегаструктуры)

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	48,03	51,35	50,79	49,11	52,26	Y	21,5	19,4	18,9	23,9	19,7
TiO ₂	2,32	2,4	2,32	2,24	2,29	Zr	346	402	395	334	391
Al ₂ O ₃	14,72	14	15,02	14,43	14,61	Cs	0,92	0,89	0,85	0,8	0,93
Fe ₂ O ₃	3,26	2,03	1,85	2,61	2,91	Ba	1529	1718	1661	1656	1658
FeO	7,04	5,74	6,59	6,37	6,05	La	77,8	82	79,2	91,2	78,3
MnO	0,16	0,14	0,13	0,16	0,13	Ce	133	141	138	158	138
MgO	7,17	7,28	7,26	7,63	6,14	Pr	15,2	15,6	15,3	17,3	15,1
CaO	7,05	5,75	5,56	7,69	5,7	Nd	67,3	69	66,3	77	68,5
Na ₂ O	3,89	3,87	3,76	4,02	3,78	Sm	11	11,1	10,8	12,8	11
K ₂ O	4,79	5,58	5,39	4,41	4,85	Eu	3,13	3	2,98	3,49	3,07
P ₂ O ₅	0,72	0,8	0,78	0,73	0,72	Gd	8,63	8,2	7,83	9,78	8,16
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	Tb	1,1	1,02	1,02	1,26	1,06
H ₂ O ⁻	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Dy	5,15	4,77	4,72	5,77	4,74
п.п.п.	0,77	0,92	0,72	0,9	0,67	Ho	0,81	0,73	0,72	0,93	0,75
CO ₂	-	-	-	-	-	Er	1,96	1,73	1,68	2,23	1,78
сумма	99,92	99,86	100,17	100,30	100,14	Tm	0,27	0,24	0,24	0,32	0,25
Sc	13,9	12,5	11,7	14,9	12	Yb	1,38	1,2	1,16	1,56	1,23
Cu	49	130	17	16	12	Lu	0,19	0,16	0,16	0,22	0,17
Zn	95	91	92	91	90	Hf	8,47	9,96	9,97	8,48	9,86
Ge	1,53	1,33	1,32	1,41	1,17	Tb	7,85	7,2	7,06	8,28	7,3
Rb	89	101	98	81	95	U	1,63	1,48	1,49	1,64	1,53
Sr	1222	1310	1225	1434	1272						

Примечание. 1-5 - щелочные базальты.

Таблица 53

Содержание редких и редкоземельных элементов в базальтоидах Уссури-Амурской рифтовой системы

Изотоп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sc	22,1	16,0	27,2	17,7	15,1	13,8	12,2	12,3	18,10
Ti	н.а.	н.а.	15715	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
V	н.а.	н.а.	280	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Mn	н.а.	н.а.	1446	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Co	н.а.	н.а.	53,6	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ni	н.а.	н.а.	187	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Cu	58	45	93	32	30	72	51	26	37
Zn	121	96	144	105	87	107	117	108	90

Продолжение табл. 5.3

Изотоп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ga	на	на	23,6	0,0	0,0 ^a	0,0	0,0	0,0	0,0
Ge	2,29	1,46	1,7	1,77	1,63	1,57	1,26	1,3	1,73
Rb	67,5	53,7	82,9	62,2	42,5	38,6	48	71,7	40
Sr	1520	1157	947	1251	1411	1059	1300	1102	1031
Y	34,3	25,5	33,6	29,9	30,6	26,2	37	35,2	30
Zr	на	на	277	230	200	195	332	289	356 ^a
Nb	на	на	75	на	на	на	на	на	на
Mo	на	на	6,5	на	на	на	на	на	на
Sn	на	на	1,9	на	на	на	на	на	на
Cs	1,34	0,97	1,07	1,09	0,89	0,74	1,14	1,93	0,84
Ba	867	691	425	721	545	348	179	684	369
La	97,8	74,0	38,4	98,2	1,18	70,2	142	72,1	101
Ce	164	123	75,5	166	190	117	219	120	175
Pr	16,6	12,9	9,05	16,6	19,2	12,3	22,12	13,16	18,4
Nd	65,7	52,5	38,4	64,9	71,5	48,3	83,3	52,4	81,4
Sm	12,0	9,7	7,97	12,5	13,3	10,2	16,06	10,66	13,5
Eu	3,53	2,58	2,61	3,63	3,79	3,07	4,74	3,31	3,9
Gd	9,77	7,9	7,79	9,51	9,97	8,12	15,114	10,51	11,3
Tb	1,44	1,14	1,08	1,36	1,45	1,17	1,95	1,49	1,54
Dy	6,6	5,59	5,8	6,5	6,63	5,47	9,02	7,37	7,29
Ho	1,15	0,86	1,09	1,12	1,14	0,93	1,47	1,36	1,2
Er	2,93	2,02	2,96	2,58	2,9	2,22	3,4	3,5	3,05
Tm	0,42	0,3	0,49	0,4	0,43	0,3	0,46	0,54	0,44
Yb	2,28	1,86	2,6	2,08	2,21	1,55	2,29	3,01	2,18
Lu	0,32	0,26	0,33	0,29	0,31	0,21	0,3	0,45	0,3
Hf	5,7	4,8	4,59	5,7	5,9	4,6	5,8	5,1	8,89
Ta	на	на	2,64	на	на	на	на	на	на
W	на	на	0,98	на	на	на	на	на	на
Pb	на	на	3,61	на	на	на	на	на	на
Th	9,2	6,5	4,66	10,8	14,9	7,3	18,72	10,48	16,45
U	3,2	2,6	1,39	3,2	4,9	2,6	3,81	2,85	3,42

Изотоп	10	11	12	13	14	15	16	17
Sc	22,1	12,7	12,8	4,16	23,3	3,18	21,8	20,3
Ti	на	на	на	4929	на	на	на	на
V	на	на	на	27,2	на	на	на	на
Mn	на	на	на	1369	на	на	на	на
Co	на	на	на	9,8	на	на	на	на
Ni	на	на	на	29,8	на	на	на	на
Cu	49,3	39	27	35,5	25,6	72,0	54,9	52,2

Окончание табл. 53

Изотоп	10	11	12	13	14	15	16	17
Zn	116,4	96	98	114	0,0	0,0	117	110
Ga	28,0	0,0	0,0	29,5	28,0	20,0	23,9	22,6
Ge	2,26	1,78	1,52	1,4	1,10	1,53	1,67	1,61
Rb	38,6	50,4	60	96,6	127	12,0	18,1	20,0
Sc	1537	786	700	497	273	614	436	499
Y	36,0	27,5	26,2	27,3	22,0	29,6	23,0	24,6
Zr	378	350	195	564	982	278	111	82,2
Nb	235	на	на	145	205	99,0	21,2	23,3
Mo	на	на	на	12,4	8,81	4,48	на	на
Sn	на	на	на	4,5	0,0	0,0	на	на
Cs	0,75	0,61	0,66	2,47	1,15	0,65	0,30	0,30
Ba	551	842	715	606	706	5565	295	361
La	185	36,6	34,2	55,4	82,8	34,5	15,0	16,0
Ce	278	84,9	75,0	126,0	70,0	89,1	26,9	27,7
Pr	20,5	10,0	9,31	10,56	8,99	9,25	4,21	4,36
Nd	86,2	42,7	41,3	39,2	37,8	33,0	20,7	19,8
Sm	15,5	10,2	9,5	7,71	8,44	6,08	5,35	4,90
Eu	4,35	3,01	2,8	2,27	2,81	2,00	1,82	1,89
Gd	12,6	7,89	7,61	6,64	7,79	4,90	5,15	5,63
Tb	1,71	1,12	1,07	0,88	1,06	0,74	0,80	0,90
Dy	8,64	5,38	5,16	4,81	5,73	4,10	4,19	4,70
Ho	1,27	0,9	0,86	0,88	1,01	0,71	0,79	0,88
Er	3,27	2,31	2,17	2,55	2,59	1,92	2,24	2,37
Tm	0,40	0,32	0,33	0,43	0,37	0,32	0,31	0,29
Yb	2,12	1,69	1,64	2,37	1,96	1,93	1,73	1,65
Lu	0,32	0,22	0,22	0,31	0,29	0,29	0,25	0,23
Hf	9,46	5,1	4,8	8,83	6,78	11,2	3,23	3,17
Ta	0,63	на	на	5,54	4,44	7,58	0,09	0,09
W	на	на	на	2,76	на	на	на	на
Pb	7,61	на	на	9,19	3,09	8,25	2,32	2,47
Th	15,0	3,5	3,2	9,43	4,11	8,25	1,82	1,97
U	2,33	0,8	0,8	2,67	0,90	1,86	0,37	0,43

Примечание. Вулканы, 1-2 - Болонский, 3 - Синдинский, 4 - Бабушка, 5 - Делушка, 6 - Сальский, 7 - Медвежий, 8 - Лесозаводская трубка (обломок), 9 - Сибирцевский, 10 - Свягинский, 11, 12 - Барановский, 13-17 - покровы. 13-15 - Алчанское плато, 13 - базальт средняя часть покрова, 14 - щелочной базальт, верхняя часть плато, 15 - трахит, 16, 17 - базальты побережья Японского моря (р. Максимовка)

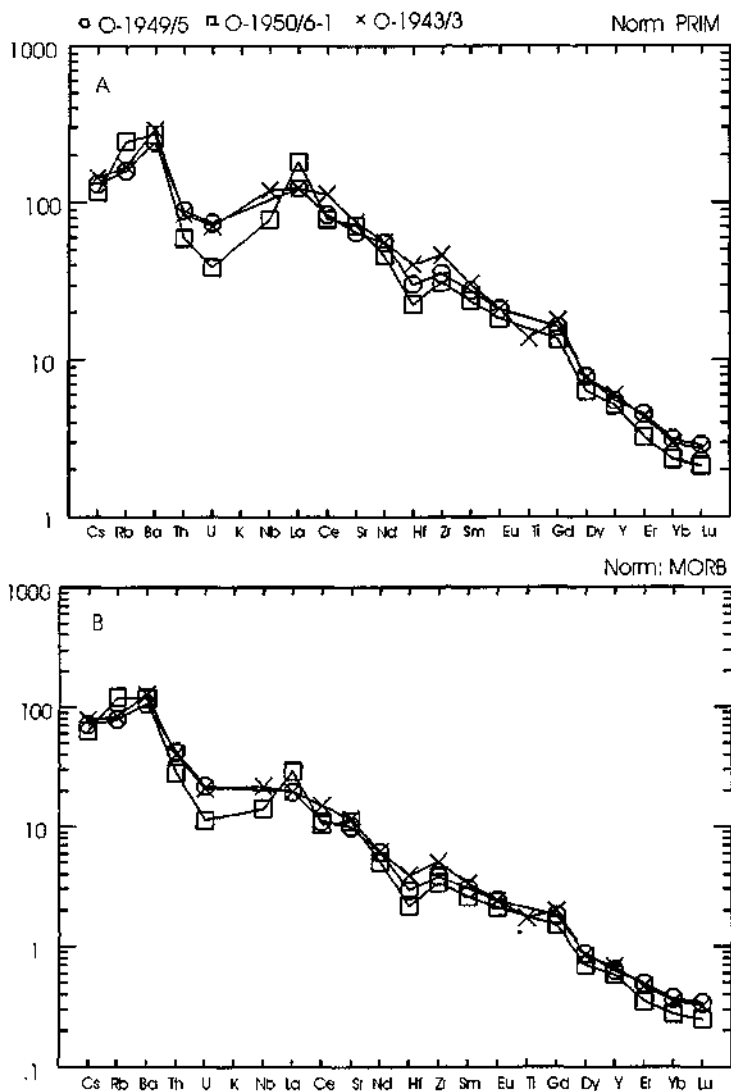


Рис. 37. График концентраций редких и REE в базальтах (Q3) группы Удаляньчи: Силунмэйшань (1943/3), Хошгоушань (1949/5) и Сюгоушань (1950/6-1), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В)

сравнению с базальтоидами Уссури-Амурской рифтовой системы и, еще в большей степени, с разломной зоной Таньлу, находящейся еще западнее. Помимо этого, и в пределах разломных систем намечаются определенные различия. Сюга на север вдоль Уссури-Амурской системы отмечается по-

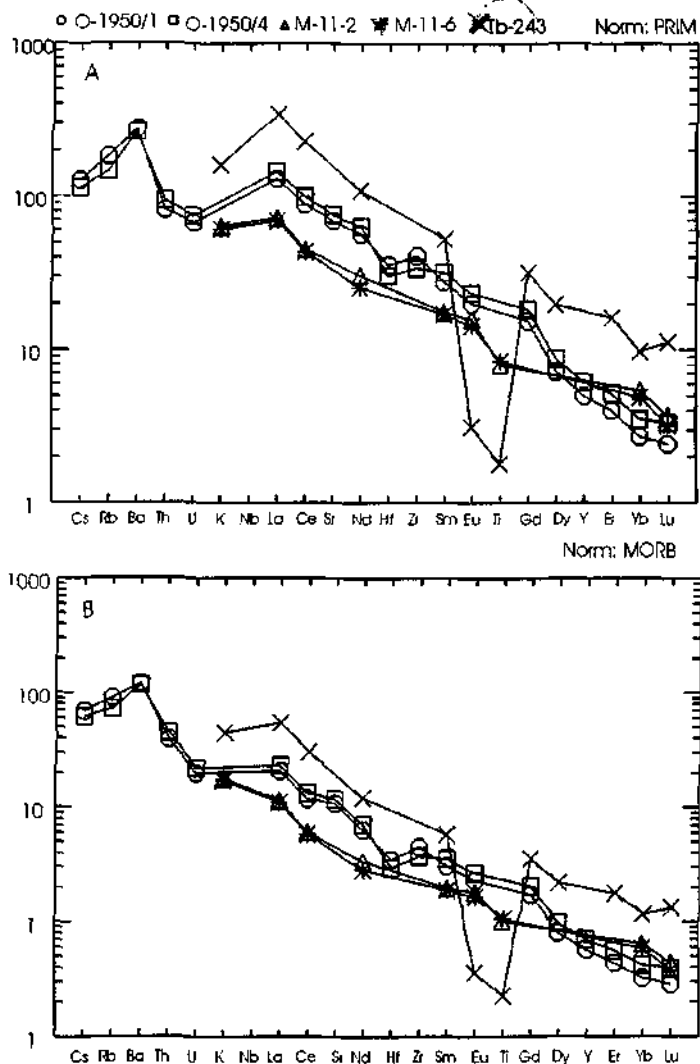


Рис. 38. Концентрации редких и REE в четвертичных щелочных базальтах Амурской мегаструктуры, нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В). О-1950/1, О-1950/4 – вулканы Удаляньчи, М-11-2 и М-11-6 – покровы оз. Цинбоху, Ть-243- комендит в Чанбаошань

вышение общей щелочности и калиевости базальтов: от натрово-калиевых андезитов-базальтов (Барановский вулкан) до нефелин-лейцитовых и лейцитовых – на севере (Верхне-Алчанский, Болоньский вулканы). Это же свойственно и северо-китайским вулканам системы Таньлу. На примере отдель-

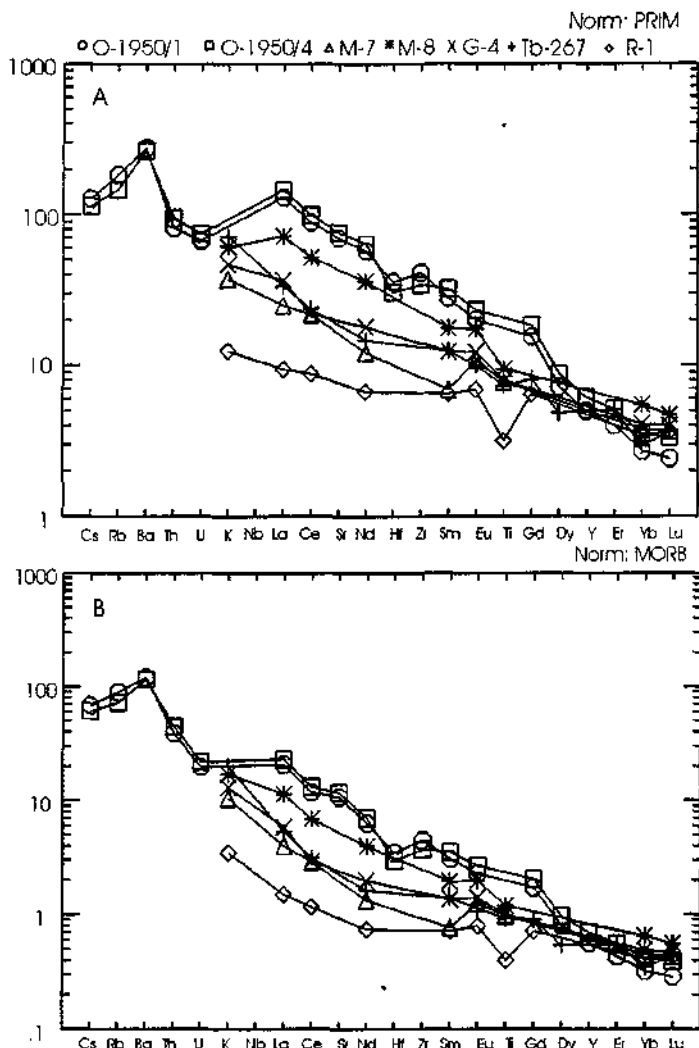


Рис. 39. Концентрации редких и REE в четвертичных щелочных базальтах в Удалянчи (1950/ и 1950/4) и миоценовых базальтах г. Мулинского плато (M-7, M-8) и толентах в Чаньбаошань (G-4, TB-267) и бассейна Люхэ, нормализованных к примитивной мантии (A) и MORB (B)

ных блоков, пересекаемых рифтовой зоной Тяньлу и Уссури-Амурского рифта, прослеживается характер изменения состава редкоземельных и редкоземельного спектра базальтов и ультраосновных ксенолитов, заключенных в них (табл. 51, 53), из чего можно предполагать гетерогенное строение и состав мантии (рис. 40-43).

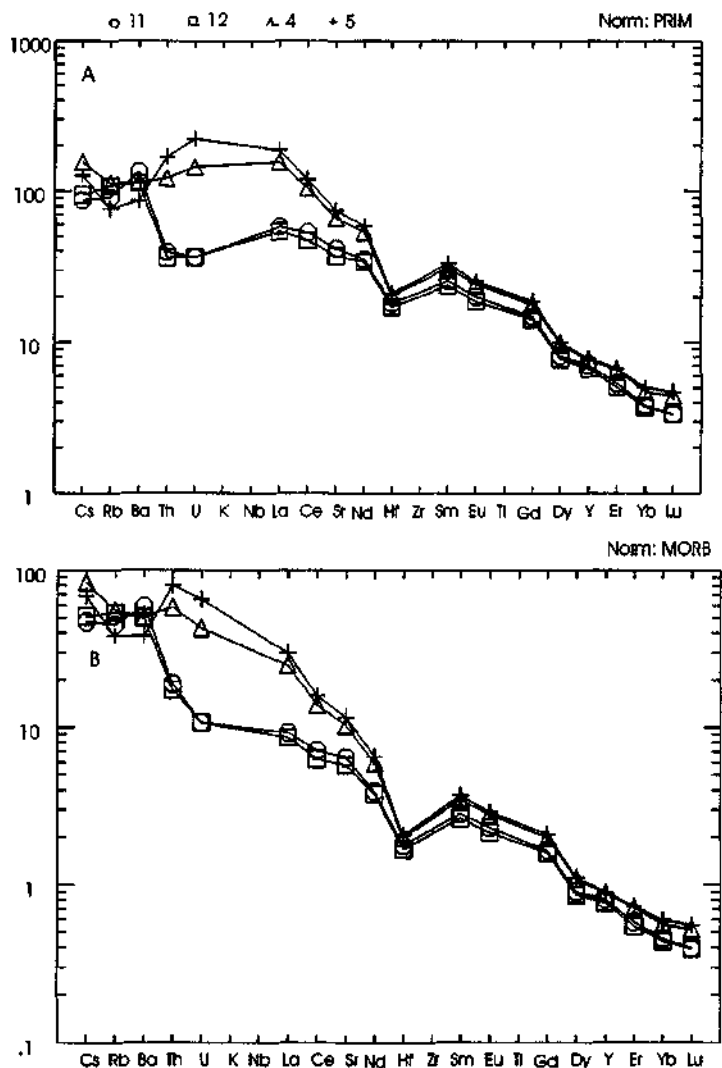


Рис. 40. Концентрации редких и REE в андезито-базальтах Барановского вулкана (12, 11) и щелочных лерцолитовых базальтах в Бабушка (4) и Дедушка (5), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В)

Анализ литературных данных и результатов исследований авторов по составу базальтов Амурской мегаструктуры в период с раннего кайнозоя по настоящее время позволяют сделать следующие выводы:

Рифтогенные базальты по химическому составу разделяются на несколько серий: а) высокоглиноземистые высокотитатистые субщелочные;

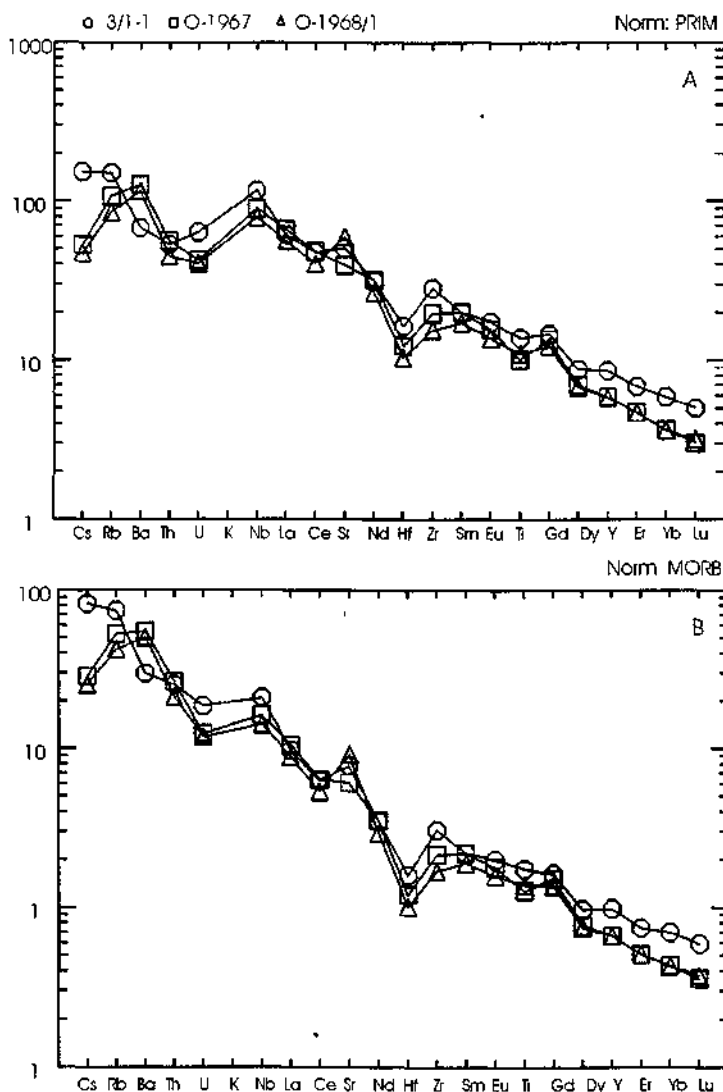


Рис. 41. Концентрации редких и REE в щелочных миоценовых базальтах вулканов (Синда 3/1-1 и Борисовском 1967) и базальтах Борисовского плато (1968/1), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В)

б) низкоглиноземистые высокотитанистые с внутриплитными геохимическими характеристиками; в) щелочные высокотитанистые внутриплитные; г) толеитовые кварцнормативные; д) высокотитанистые и высококальциевые; е) высокощелочные натрово-калиевые; ж) высококальциевые щелочные.

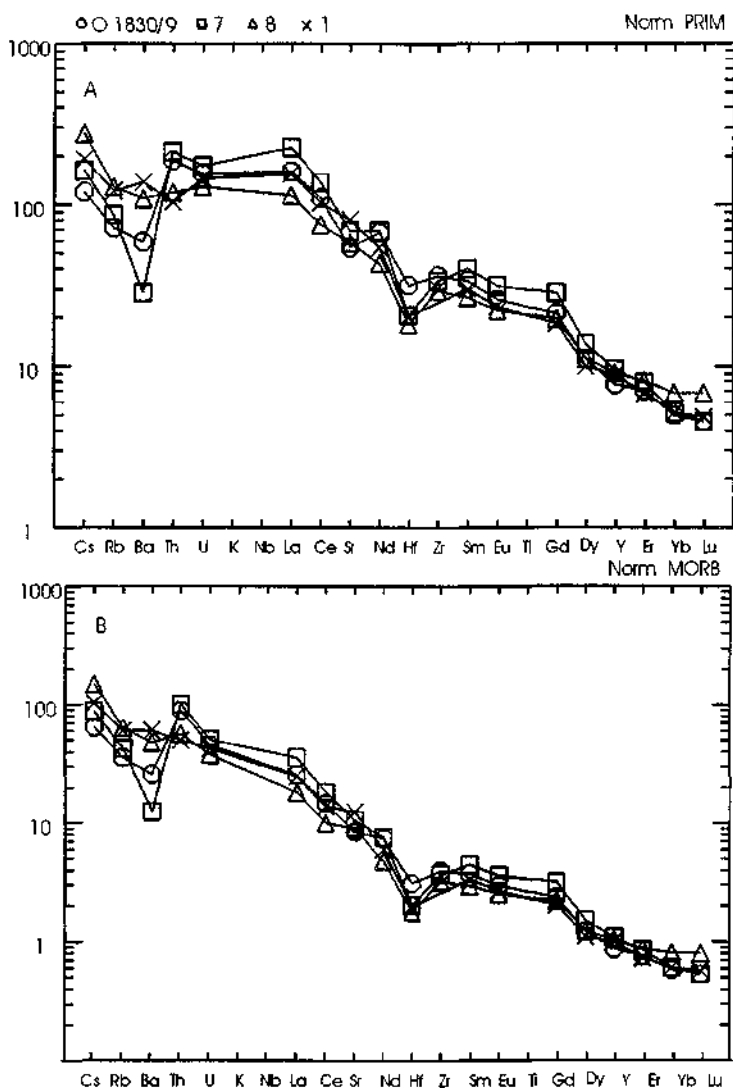


Рис 42 График концентрации редких и REE в щелочных базальтах вулканов Уссури-Амурской рифтовой системы, 1830/9- Сибирцевский вулкан, 7 – Медвежий, 8 – Лесозаводская трубка. 1 – Болоньский, нормализованный к примитивной мантии (A) и MORB (B)

Первые две свойственны активным континентальным окраинам восточной части мегаструктуры (Приморье) Две следующие располагаются в континентальной части, а три последние характерны для ареалов Все эти этапы соответствуют развитию плюмного вулканизма Наиболее ярким при-

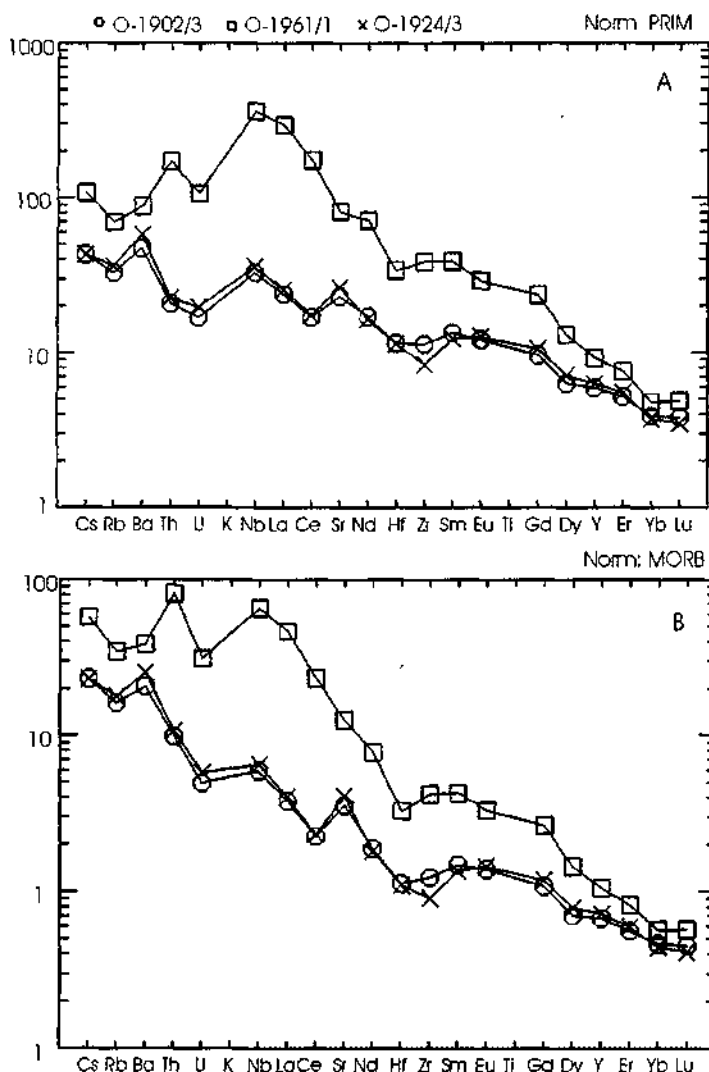


Рис. 43. График концентрации редких и редкоземельных элементов в миоценовых базальтах плато Восточного Приморья (1902/3 и 1924/3) и Уссури-Амурской рифтоидной системы (в. Святино), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В)

мером современного плюмового вулканизма отвечают проявления группы вулканов Удалянци.

Анализ изотопных данных показал, что отсутствует устойчивая зависимость состава рифтогенных базальтов от мощности коры. Аномально изотопными данными характеризуются ареалы центральной части мега-

руктуры – плиоценовые и современные извержения (вулканы Удалянчи, Кэлоу, Эркэшань и др.). Для них свойственны высокие отношения изотопов Sr, низкие Nd и Pb. Истощение мантии в отношении свинца может предполагать деплетированность астеносферной мантии корневых частей мегаструктуры.

Сопоставление результатов определения изотопных отношений в базальтах и ультраосновных ксенолитов в них с другими мегаструктурами (геоблоками, например, Центральнo-Китайским, Южно-Китайским) показывает, что для каждого мегаблока характерны определенные особенности, что возможно связано с степенью дифференциации глубинных частей астеносферной мантии.

Изотопно-геохимическая характеристика вулканитов Амурской мегаструктуры и мантийные источники плюмового вулканизма

Изотопно-геохимическая характеристика базальтоидов и других вулканических пород Амурской мегаструктуры стала возможной с появлением новых результатов определения изотопов неодима, свинца, стронция, редкоземельных элементов и данных по абсолютному возрасту. Находки новых, ранее неизвестных, вулканических пород, таких как алмазоносные кимберлиты и пород семейства лампроитов, в пределах кратонов, а также шпинелевых и флогопитсодержащих лерцолитовых включений в щелочных базальтах вулканов и трубках взрыва высокомагнезиальных андезитов в рифтовых зонах и грабенах, меймечитов и лейцит-щелочно-базальтовых комплексов рифтовых долин и т.д. позволяют провести такую систематику во времени и рассмотреть вопросы мантийных источников расплавов плюмового вулканизма.

Наиболее древние породы плюмового вулканизма – алмазоносные кимберлиты (предположительно, пермь – 274 ± 10 млн лет) характеризуются сравнительно высокими значениями изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = $0,706358$ и низкими – неодима ($0,512361$). Они обеднены редкими несовместимыми элементами (Nb, La, Ce, Zr, Th; табл. 54), а также совместимыми (Cr, Ni) элементами, что сближает их с ультраосновными породами региона [Зимин, 1973]. Сопоставления с данными по другим провинциям мира [Агашев и др., 2000] показывает, что данные кимберлиты имеют определенную региональную специфику. Недостаточное количество данных по дальневосточным кимберлитам не дает возможности судить о характере колебаний составов пород этого комплекса. Тем не менее, содержание редкоземельных и других элементов, нормированных по составу примитивной мантии [Mc Donough, Sun, 1995], позволяют отнести их к производным плюмового вулканизма [Sun, Mc Donough, 1989], но с высокой степенью истощения в группе легких REE, а также Li.

Таблица 5.4

Изотопный состав Nd, Sr, Pb и возраст пород

Место, комплекс, порода	Возраст млн лет	$^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	ϵ_{Nd}
Кимберлитовая грубка, Ханкайский массив	274±10	0,512379	0,709042	18,622	15,612	38,141	-4,4
		0,512328	0,712613	-	-	-	-4,4
Буренский массив							
Лампронтовая серия	117-121	0,512746	0,706101	18,5690	15,5815	38,514	+3,4
Впадины разлома Таньлу							
Высокомагнезиальные андезиты	K ₁ K _{1,2} 91±4	0,512728	0,704730	18,449	15,580	38,415	-0,1
		0,512584	0,707320	18,422	15,541	38,285	-0,3
		-	0,705630	18,412	15,552	38,234	
Вулканы группы Удалянчи (впадина Сунляо)							
вул. Хейдуншань, фonoлит, лейцитит (1719-1721 гг.)		0,512334	0,705320	16,855	15,444	36,998	-5,9
вул. Хошоушань, лейцитит		0,512519	0,705120	17,115	15,448	37,119	
вул. Сяогушань, лейцитит	500-270 тыс. лет	0,512415	0,705330	17,209	15,462	37,243	
Рифт Итун *							
Щелочной базальт	Q _{4,3}	0,5128,32	0,70403	17,769	15,467	38,013	+3,6
То же	Q ₃	0,512800	0,704170	17,988	15,050	38,021	
Разломы системы Таньлу *							
Восточный фланг	3,5-1,0	0,512769	0,70424	17,624	15,436	37,996	+2,5
Щелочной базальт	3,5-1,6	0,512800	0,704417	17,989	15,505	38,021	+3,5
Рифт Бохай, толеит	21-16	-	0,70387	17,752	15,460	37,668	+7,0
Толеит	46,5	0,512994	0,70314	17,668	15,406	37,554	+7,0
Вулканы Усурун-Амурской рифтовой системы							
Лейцитит	10-9,5	0,512783	0,704108	17,724	15,573	37,807	
Щелочной базальт	12,1	0,512709	0,704685	17,719	15,515	37,732	
То же	-	-	0,704055	17,949	15,510	38,064	
То же	15,0	-	0,704562	18,0410	15,370	38,005	
Трахит	13,5	-	0,704462	18,0502	15,5308	38,0736	
Щелочной базальт	-	-	0,704406	17,916	15,617	38,109	
Плато, щелочной базальт	-	-	0,704705	17,676	15,519	37,839	
вул. Чанбаошань, толеит *	N ₁ -N _{1,2}	0,512713	0,704560	18,069	15,520	38,197	+1,5
группа вул. Шандуна, щелочные базальты*	N ₁ Q _{1,2}	0,512933	0,70346	18,169	15,514	38,055	+5,8
		0,512902	0,70340	18,485	15,590	38,208	+5,8

Примечание. * - данные по (Peng et al., 1986).

Изотопно-редкоземельная систематика пород лампроитовой серии основана на двух пробах, которые определяют, что они относятся к типам с высоким содержанием титана, ниобия, церия, циркона и изотопов стронция. Они близки к лампроитам таких известных провинций как Австралия, штат Арканзас [Лампроиты... 1991], но с несколько меньшими концентрациями несовместимых элементов, что свойственно для этих регионов (табл. 54). Повышенные концентрации Sr, Ba и низкие Sr определяющей роли не имеют, но при рассмотрении геодинамического режима формирования подтверждают мнение о приуроченности пород серии к участкам платформенных структур, неоднократно подвергавшихся тектономагматической "переработке". Обогащение литосферной мантии некогерентными элементами при активизационно-рифтогенном режиме кратонов, сопровождавшимся лампроитовым вулканизмом отвечает условиям развития мегаструктуры на мезозойском этапе ее активизации.

Ранее было отмечено, что в период деструкции и развития рифто-грабеновых процессов платформенных участков, предшествующих фазе лампроитового вулканизма, наблюдается внедрение, излияние основных и средне-основных лав в грабенах, в пределах платформенных участков, а по периферии кратонов – в трогах и рифтах – излияния пикрит-щелочно-базальтовых и меймечит-ликритовых расплавов, что в целом характерно для большинства регионов мира, где активизация сопровождается лампроитовым или кимберлитовым вулканизмом.

Изотопно-геохимическая систематика этих комплексов основывается на сравнительно представительном материале. В континентальных рифтовых структурах, наряду с известково-щелочными сериями пород, отмечаются внедрения высокомагнезиальных андезитов. Для них свойственны, помимо высокой концентрации Ni и Cr, повышенные содержания Na и K и соотношения La/Yb, Rb/La, Sr/Y, Ni/Sc, а изотопы стронция низкие (0,704730-0,705541) при сравнении с аналогичными комплексами, развитыми в островодужных структурах [Волынец и др., 1998; и др.]. Однако, в некоторых породах изотопы стронция имеют тенденцию к повышению до уровня островодужных. В целом же представляется, что магнезиальные андезиты являются примитивными породами, а их происхождение можно связать с внедрением горячей астеносферной мантии в зонах разломов, адекватных условиям трансформных разломов калифорнийского типа, где возникают "мантийные" окна, а мощность коры сокращается до 20 км и меньше. Подобные ситуации характерны для впадин (Сунляо, Синьцзян и др.), развитых вдоль рифтообразных разломов с левосторонними сдвигами во внутреннем овале Амурской мегаструктуры (табл. 54).

Изотопно-редкоземельная характеристика пикрит-щелочно-базальтовых и пикрит-меймечитовых комплексов основана на ограниченном количестве данных, главным образом, Киселевского и Алчанского трогов. Все они характеризуются сравнительно низкими значениями изотопных соот-

ношений и колеблется в пределах 0,70350-0,70570, а спектр REE, нормированных по MORB, весьма близок к обстановкам внутриплитного вулканизма.

Изотопно-геохимическая систематика позднемезозойско-кайнозойских вулканитов Амурской мегаструктуры, главным образом, основана на данных по кислым, средне-основным и базальтоидным комплексам. Кислые и средне-основные породы здесь рассматриваются как магматические системы, связанные своими корнями с подкорковыми зонами разуплотнения, которые предположительно инициированы глубинными флюидами и расплавами. Они располагаются по периферии Амурской мегаструктуры, в пределах складчатого обрамления или на стыке "переработанной" окраины микрократонов и обрамляющих складчатых систем. В связи с этим, они могут быть разделены на краевые и внутренние. Краевые представлены линейными и кольцевыми структурами окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Внутренние – континентальные зоны Баджальская, Эзопская и др. Как уже отмечалось выше, для каждого типа свойственны определенные петрогеохимические особенности, о которых неоднократно сообщалось в литературе [Вулканические..., 1984; Сахно, 1976; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.]. Данные по изотопии и редкоземельным спектрам подтверждают эту специфику (табл. 54). При преобладающем объеме пород известково-щелочной серии в первом цикле развития окраинного пояса (синанчинский, приморский комплексы и их аналоги) с характеристиками, близкими к островодужным, встречаются высокомагнетизальные андезиты и андезито-дациты со свойственными для них низкими изотопными соотношениями стронция: 0,70580-0,70590 для игнимбритов и лав приморской серии и 0,70387-0,70476 – для синанчинских андезитов и андезито-базальтов, а также спектры редкоземельных и редких элементов при наличии высоких концентраций Sr и Ni. Это позволяет считать их производными примитивных андезитовых магм с небольшой долей контаминации коровым материалом и геодинамическим режимом, близким к условиям трансформных окраин, возможно возникающих при скольжениях вдоль сдвигов и формировании присдвиговых растяжений. Возможно, в какой-то мере это свойственно и для следующего этапа (время формирования самаргинского комплекса), но четко намечается приуроченность таких пород к тыловым зонам пояса. Для андезитов характерны низкие отношения изотопов стронция (0,70532-0,70580). Для сияновских кислых пород и их аналогов эти соотношения несколько выше.

Даний-палеоценовым магматическим комплексам (богопольский, кхунинский и их аналоги), породы которых в целом можно отнести к переходным типам от известково-щелочных к внутриплитным, характерны изотопные соотношения стронция, близкие к 0,70532-0,70540 (за редким исключением – аномально повышенные).

В кислых и средне-кислых породах усть-соболевского и кхунинского комплексов соотношения изотопов стронция еще более низкие – 0,70396-

0,70420, а в базальтах (кузнецовского) и дацитах (кедровского, колчанского) комплексов они, соответственно, 0,70380-0,70395 и 0,70430-0,70510.

Массовое излияние базальтоидов, начавшееся в миоцене, взаимосвязанное с формированием рифтов и разломов, имело широкое площадное распространение. Наиболее ранние базальтоиды известны в составе формаций в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, датируемые как раннеэоценовые (54,8 млн лет) [Мартынов, 1999] и более поздние – с возрастом от позднего эоцена до раннего миоцена, слагают покровы в различных частях Амурской мегаструктуры: на востоке – в Приморье, на юге – вулканические плато вулкана Байтоушань (Пектусан), на севере – в Большом Хингане, и в депрессиях вдоль разломов Тяньду – в центре мегаструктуры.

Средне- и верхнемиоценовые плато известны по периферии структуры: Нельменское, Совгаванское плато – в Северном Приморье, Шкотовское и Борисовское – в Южном Приморье; Муданьцзянское плато – вдоль разлома Дунмин, в северной части разлома Илань-Итун и вдоль Уссури-Амурской рифтовой зоны.

Плейстоценовые и голоценовые вулканические центры и плато сосредоточены по периферии впадины Сунляо.

Данные по изотопии и редкоземельным элементам в породах этих комплексов, в большей или меньшей степени характеризующие покровы и центры, дают возможность провести систематику и наметить возрастную и площадную эволюцию, учитывая то, что в целом омоложение излияния базальтоидов намечается от периферии к центру или вокруг впадины Сунляо.

Анализ данных показывает, что наиболее высокими значениями изотопов стронция и низкими изотопов неодима характеризуются высокоглиноземистые базальты эоцена – восточной окраины (Восточное Приморье), а также четвертичные базальты вулканической группы Удалянчи – в центре Амурской мегаструктуры. В меньшей степени это свойственно среднемиоценовым покровным базальтам (Шкотовское, Совгаванское плато, Северное Приморье). В более молодых базальтоидах (позднемиоценовых и плиоцен-плейстоценовых) при общем среднем уровне значений изотопов стронция ($\approx 0,7040$) повышаются соотношения изотопов неодима до уровня 0,5127-0,5128. Однако, эти значения для базальтоидов Амурской мегаструктуры остаются стабильными. В сравнении с ними базальтоиды Шандунской мегаструктуры характеризуются более высокими соотношениями изотопов неодима ($\approx 0,5129$) с общей тенденцией уменьшения соотношений изотопов стронция ($\approx 0,703$). Эта закономерность весьма примечательна, ибо механизм ее формирования не укладывается в общую схему, как предполагают сторонники субдукционного механизма [Tatsumoto et al., 1992; и др.], проявления позднекайнозойского базальтоидного магматизма, т.е. влиянием субдуцированного материала океанической плиты на состав мантийных расплавов. В связи с этим возникает один из главных вопросов,

что влияло на характер геохимических неоднородностей, которые свойственны базальтоидам Амурской мегаструктуры?

Распределение редких и редкоземельных элементов по базальтоидам разновозрастных комплексов из различных частей структуры показывает, что на позднем этапе развития магматизма (миоцен-плиоцен-голоцен), учитывая геохимические особенности, а именно, увеличение степени деплетированности радиогенного свинца к центру при одновременном снижении изотопов неодима и увеличении соотношений изотопов стронция в том же направлении, вряд ли эту закономерность можно связывать с влиянием таких источников, как субдуцированная измененная древняя океаническая кора. Более логичной может быть модель развития плюма, активизация которого в определенные этапы развития Земли может быть связана с влиянием процессов возбуждения на границе внешнего ядра и нижней мантии, что подтверждается проявлениями палеомагнитных инверсий, суперхроны которых совпадают с наиболее интенсивными импульсами вулканизма (средне-палеозойская – 400 млн лет; позднепалеозойская – 320-250 млн лет; триас-юрская – 210 млн лет и кайнозойская) и формированием на океанической и континентальных плитах суперплюмов, с проявлением кимберлитового, лампроитового и платобазальтового вулканизма [Hagertry, 1994; Loper, 1991; Fuller and Weeks, 1992; и др.].

Для Амурской мегаструктуры с полным основанием выделяются этапы так называемой активизации, которая выразилась интенсивным магматизмом и "переработкой" континентальных блоков. Дифференциацией и перераспределением элементов была охвачена мантия на значительную глубину не только в ранний период формирования коры в архее и протерозое, но и в фанерозое. В фанерозое это было неоднократно, но наиболее мощная перестройка связана с мезозоем. Как полагают геохимики [Hagertry, 1992, 1994; Goodwin, 1985; и др.], в это время формируются глубинные корни кратонов, уходящие на значительную глубину в мантию. Можно полагать, что плюмовый вулканизм Амурской мегаструктуры затронул ее глубинные корни и следствия таких геохимических аномалий фиксируются в составах базальтов закономерным изменением геохимических особенностей от периферии к центру. Модель развития плюма предполагает по периферии вовлечение различных компонентов, в том числе и океанической мантии с субдуцированными породами океанической коры. На диаграммах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; и $\text{Nb}/\text{U} - \Sigma\text{Nd}$ (рис. 44-47) с использованием различных литературных и наших данных по базальтоидам и другим породам выявляется вполне четкая закономерность эволюции во времени и пространстве. На графике отношений изотопов неодима и стронция (в последующем Nd-Sr) поле точек базальтоидов занимает полосу вблизи данных по базальтам океанических островов (Гавайских, Азорский и Кергена), смещаясь к мантийному источнику

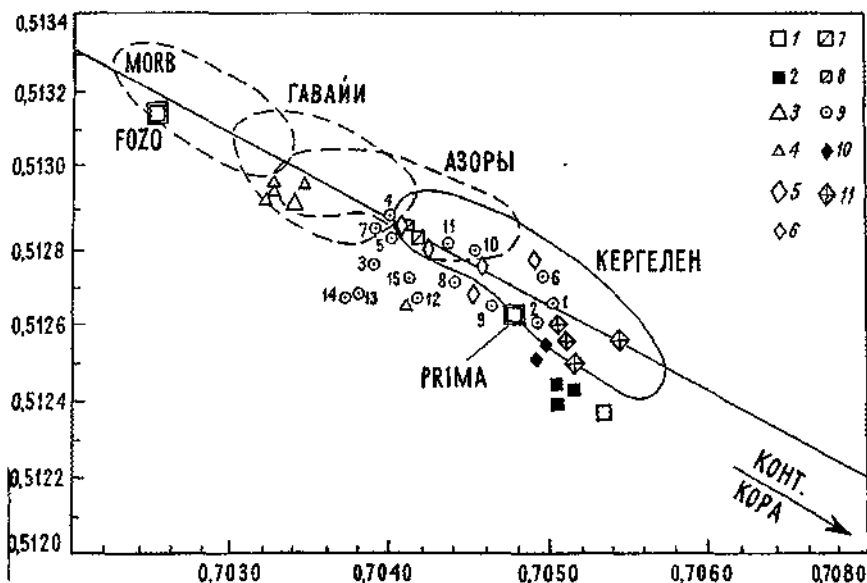


Рис. 44. Изотопные соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтоидах Амурской мегаструктуры (с использованием данных: Мартынов, 1999; Basu et al., 1991; Peng et al., 1986; данных авторов и др)

1-2 – вулканы группы Удалянчи: 1 – базальты современных извержений, 2 – древнечетвертичные ($Q_{1,3}$); 3-4 – вулканы Шандунской структуры: 3 – четвертичные, 4 – миоценовые; 5-8 – базальты рифта Таньлу в пределах Амурской структуры: 5 и 7 – четвертичные, 6 и 8 – миоценовые; 9 – базальтоиды Сихотэ-Алиня (см. табл.); 10-11 – лавы вулкана Байтоушань: 10 – миоценовые покровы, 11 – четвертичные кальдерные трахиты. FOZO и ПРИМА – средние отношения для базальтов плюмового вулканизма океанов и континентов и примитивной мантии соответственно (Hofmann, 1997)

(четвертичные вулканы Удалянчи). Четвертичные базальты рифтов Дунмин и Илань-Итун, располагающиеся восточнее группы вулканов Удалянчи по составу значительно ближе к базальтам из примитивной мантии (нижней мантии). Это же свойственно и для базальтоидов Приморья. При сравнении с мегаструктурой Центрально-Китайского кратона (Сино-Корейского щита с шандунскими базальтоидами) проявлена их близость к MORB. Еще более определеннее эта закономерность выявляется при анализе соотношений изотопов стронция и свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (рис. 45), где наиболее деплетированными в отношении радиогенного свинца оказываются четвертичные базальтоиды вулканов Удалянчи. Среди последних наиболее деплетированными являются калиевые феолиты современных излияний (1719-1721 гг.). Эта же тенденция, но в меньшей степени, свойственна и для последних извержений вулкана Чанбаошань (Пектусан), но расположенного за пределами Амурской мегаструктуры. Уже в группе вул-

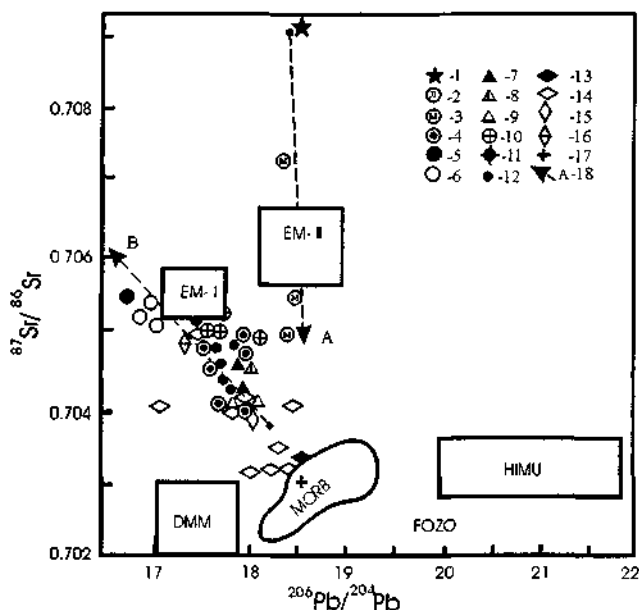


Рис. 45. Соотношение изотопов стронция и свинца в ультраосновных и основных породах Амурского кратона: 1 – кимберлитах (Pz_3); 2 – лампронтах (K_1); 3 – магнезиальных андезитах (K_{1-2}); 4 – щелочных базальтоидах Усури-Амурского рифта ($N_1-N_1^2$); 5 – фонолитах и 6 – лейцититах вул. Удаляччи ($Q_4-Q_{2,3}$); 7-9 – рифта Таньлу, Итун (N_1-Q_4); 10-11 – вул. Чанбаошань (N_1 и Q_4); 12 – вул. Куяньдянского группы (N_1^2); 13-17 – вул. Шандунской структуры (Q_4, N_1^2, Σ); 18 – направление эволюции: А – $Pz_3-K_{1,2}$; В – эоцен-четвертичные (Kz)

канов Куяньдинь, расположенных юго-западнее в Чаньбаошань, деплетированность еще более снижается. Для неогеновых базальтоидов как в пределах Амурской мегаструктуры, так и за ее пределами, она не обнаружена и для них мантийным источником может быть деплетированная мантия. Следует подчеркнуть, что и базальтам более древнего возраста (бассейн Люхэ, рифт Таньлу у залива Бохай) также характерен этот источник (DMM).

Эта же закономерность выявляется и при анализе соотношений изотопов Nd – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 46). Базальтоиды слагают широкое поле фигуративных точек с тенденцией уменьшения этих соотношений в наиболее молодых фазах извержения. Как и в предыдущих схемах, наиболее низкие соотношения свойственны четвертичным, особенно современным извержениям Удаляччи, и значительно менее это проявлено для вулкана Чанбаошань. На графике Nb/U – ϵNd , предложенном А. Хофманном [Hofmann, 1997], эта закономерность проявлена еще более четко (рис. 47).

Анализ этих графиков подчеркивает "центростремительную" (по отношению к ядерной части Амурской мегаструктуры) закономерность уве-

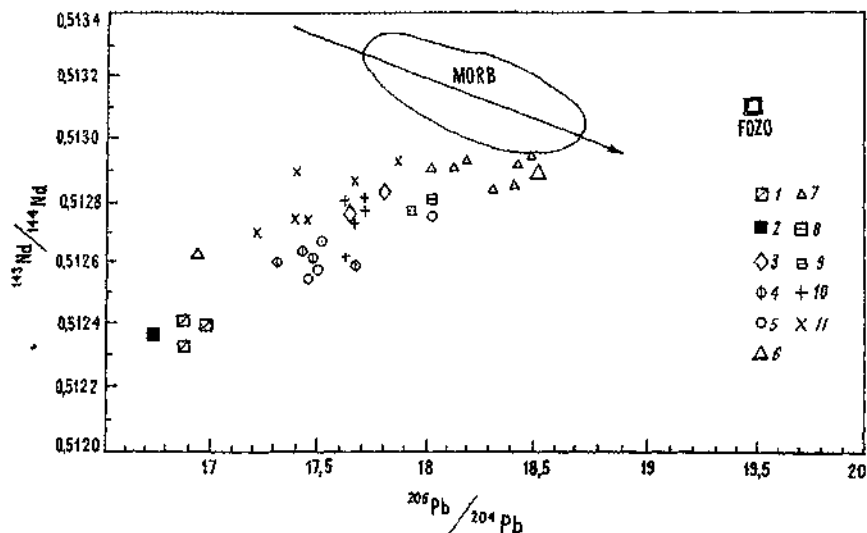


Рис. 46. Соотношения изотопов Nd-Pb в базальтодах Амурской и других мегаструктур Востока Азии

1, 2 – базальтоиды вулканов группы Удаляичи: 1 – современные, 2 – древнечетвертичные (Q_{1,3}); 3 – четвертичные рифта Итун-Иланы; 4, 5 – лавы в. Чанбаошань: 4 – четвертичные, 5 – миоценовые; 6, 7 – базальты Шандунской структуры: 6 – четвертичные, 7 – миоценовые, 8, 9 – базальты рифта Дулли (оз. Цинбоху): 8 – современные, 9 – миоценовые; 10 – четвертичные вулканы к юго-востоку от в. Байтоушань (Куяньдяньские); 11 – миоценовые базальты Центрально-Китайской равнины (вулканы Ханноба)

личения деплетированности радиогенного свинца, наиболее четко проявляющего свойства к истощению при длительной дифференциации источника, каким может быть источник подлитосферной мантии, либо более глубокая астеносферная мантия.

Как уже отмечалось ранее, в щелочных базальтоидах центрального типа встречаются ксенолиты ультраосновных пород, главным образом, лерцолитов, реже – гранатовых перидотитов и флогопитсодержащих лерцолитов, по составу которых в определенной степени можно судить о составе литосферной или астеносферной мантии. Изучению этих ксенолитов были посвящены исследования многих ученых как в России, так и зарубежом [Сахно, Денисов, 1963; Приходько и др., 1986; Ross et al., 1954; и др.], большая часть из которых склонна считать их глубинными ксенолитами – породами верхней мантии. Изотопно-геохимические исследования последних десятилетий подтвердили этот вывод и более того, данные по изотопии и REE позволяют судить о характере мантийного источника и природе длительного преобразования мантии в результате глубинных процессов (метасоматоз, деплетирование и т.д.). Данные по изотопии Nd, Sr, Pb и редкоземельных элементов из позднекайнозойских базальтоидов Амурской

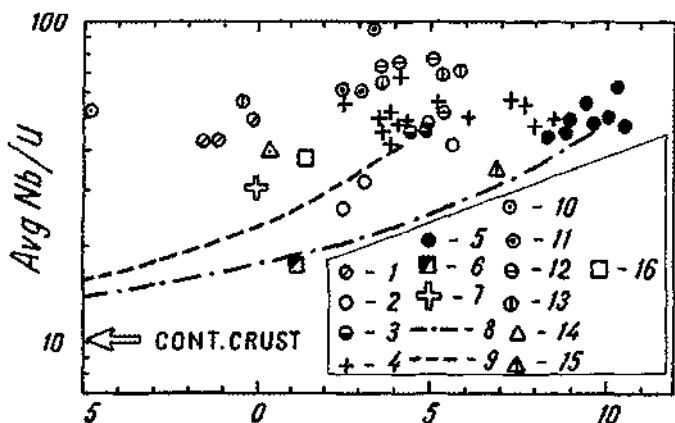


Рис. 47. Диаграмма соотношений Nb/U - sNd (по А. Hofmann, 1997).

Условные средние значения базальтоидов из различных океанических комплексов: 1 - OIB, EMI; 2 - OIB, EMII; 3 - OIB, HIMU; 4 - другие острова с OIB характеристиками; 5 - MORB; 6 - Чилийский подводный хребет, сегмент 3; 7 - примитивная мантия; 8 - область распространения MORB; 9 - область распространения характеристик HIMU; 10-15 - базальтоиды Амурской и других мегаструктур Востока Азии: 10, 11 - в Удаляячи (10 - современные излияния, 11 - древнечетвертичные (Q₁-Q₃), базальты; 12, 13 - базальты вулканов Шандунской структуры (12 - раннемиоценовые, 13 - позднемиоценовые); 14 - неогеновые базальты рифта Тяньлу; 15 - базальты депрессии Люхэ; 16 - неогеновые базальты в Чяйбаошань.

мегаструктуры, а также из структур, расположенных непосредственно вблизи, недавно опубликованы в работах М. Татсумото и его коллег [Tatsumoto et al., 1992], а нами исследовалось поведение редкоземельных элементов в ксенолитах, минералах из ксенолитов (пироксенов) и в содержащих их базальтах (табл. 55; рис. 48-50, 55).

Таблица 55

Содержание редких и редкоземельных элементов в ультраосновных включениях и в минералах из включений из щелочных базальтов

Изотоп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sc	18,0	11,0	10,0	13,8	14,2	13,0	8,91	79,3	86,6	68,8	51,1	37,9
Cu	30,0	60,0	28,0	27,8	28,7	35,8	10,4	22,7	27,0	14,7	18,1	10,2
Zn	38,0	62,0	35,0	50,1	41,8	141	32,8	15,2	14,8	13,3	16,4	21,4
Ga	0,0	0,0	0,0	4,72	4,7	5,3	1,88	4,02	4,21	3,93	3,48	2,2
Ge	1,02	1,03	0,78	1,11	1,08	1,17	0,81	0,68	0,70	0,60	0,55	0,60
Rb	7,26	13,5	8,0	5,91	4,25	11,4	0,71	1,37	1,61	1,73	9,48	1,73
Sr	63	83	121	84,1	45,2	131	10,0	120	89,9	84,7	208	84,7
Y	3,9	6,45	4,41	4,33	3,85	6,82	3,56	14,8	23,5	19,7	18,9	19,7
Zr	59	60	34	19,2	12,8	63,6	3,5	11,7	24,6	18,8	15,5	12,6
Nb	н.а.	н.а.	н.а.	4,85	2,13	9,85	0,37	1,87	0,45	0,56	1,94	0,88

Окончание табл. 55

Изотоп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cs	0,07	3,7	0,16	0,13	0,04	0,15	0,12	0,03	0,02	0,22	0,19	0,22
Ba	31	1583	54	34,9	36,1	63,4	14,2	10,6	12,9	11,8	29,4	16,5
La	2,59	6,68	9,36	2,53	0,95	5,73	0,72	3,52	1,70	1,70	1,62	1,29
Ce	4,47	14,6	14,4	3,90	1,49	8,72	1,00	4,21	3,28	3,24	2,87	2,93
Pr	0,31	2,15	1,9	0,52	0,21	1,16	0,26	0,86	0,92	0,93	0,81	0,48
Nd	2,72	9,67	7,56	2,27	1,07	4,86	1,16	3,60	4,70	4,62	3,82	2,34
Sm	0,67	2,45	1,56	0,52	0,28	1,22	0,37	1,16	1,83	1,73	1,39	0,87
Eu	0,24	0,86	0,49	0,19	0,12	0,37	0,14	0,39	0,70	0,63	0,56	0,32
Gd	0,86	2,44	1,63	0,61	0,50	1,12	0,74	1,57	2,86	2,64	2,41	1,33
Tb	0,15	0,4	0,26	0,11	0,08	0,18	0,13	0,30	0,56	0,50	0,46	0,25
Dy	0,95	2,16	1,45	0,66	0,49	1,08	0,82	2,01	3,44	3,11	2,95	1,56
Ho	0,19	0,38	0,27	0,14	0,11	0,20	0,19	0,44	0,73	0,71	0,63	0,71
Er	0,61	1,06	0,8	0,45	0,39	0,61	0,53	1,38	2,16	2,00	2,08	1,01
Tm	0,092	0,15	0,12	0,07	0,06	0,09	0,08	0,20	0,34	0,30	0,31	0,30
Yb	0,58	0,87	0,64	0,38	0,35	0,57	0,57	1,21	1,95	1,84	1,84	0,93
Lu	0,094	0,12	0,11	0,06	0,05	0,08	0,08	0,19	0,31	0,27	0,29	0,27
Hf	1,3	1,9	1,2	0,73	0,45	1,95	0,35	0,48	1,17	0,87	0,89	0,54
Ta	н.а.	н.а.	н.а.	0,06	0,02	0,07	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Pb	н.а.	н.а.	н.а.	1,06	0,84	2,74	1,47	0,61	0,79	0,65	1,48	0,38
Th	0,38	1,2	1,3	0,30	0,17	0,71	0,09	0,55	0,13	0,09	0,17	0,14
U	0,34	0,59	1,6	0,23	0,17	0,21	0,14	0,16	0,06	0,13	1,34	0,09

Примечание. 1–7 – включения шпинельных лерцолитов и из щелочных базальтов вулканов: 1 – Дедушка; 2 – Свягино; 3 – Сибирцево; 4 – Свягино (крупнозернистые); 5 – Свягино (мелкозернистые); 6 – Борисовский; 7 – Свягино (неравномернозернистый); 8–12 – хромдиопсиды из включений; 8 – Дедушка; 9 – Борисовский; 10 – Свягино (неравномернозернистые); 11 – Сибирцево; 12 – Свягино (мелкозернистые).

Анализ этих данных позволяет сделать следующие основные выводы:

а) Все ксенолиты характеризуются концентрацией менее радиогенного неодима и стронция, но более радиогенного свинца, чем это свойственно для вмещающих их базальтов, что хорошо отражается на соответствующих диаграммах Nd-Sr, Sr-Pb смещением полей ксенолитов в левый верхний угол по отношению к базальтоидам (на диаграмме Nd-Sr, рис. 51) и в правую часть диаграммы на диаграмме Sr-Pb (рис. 52).

б) Соотношение изотопных данных ксенолитов и их минералов (пироксена, граната) по отношению к таковым по валовому составу базальтов характеризуется неравновесностью – они слагают отдельные поля: ксенолиты в промежутке между деплетированной мантией и источникам NIMU, а базальты тяготеют к источнику EMI. Отсутствие изотопного равновесия наиболее четко проявлено на примере гранатсодержащих и шпинельсодержащих лерцолитов и ксенокристов – граната и пироксена (рис. 53).

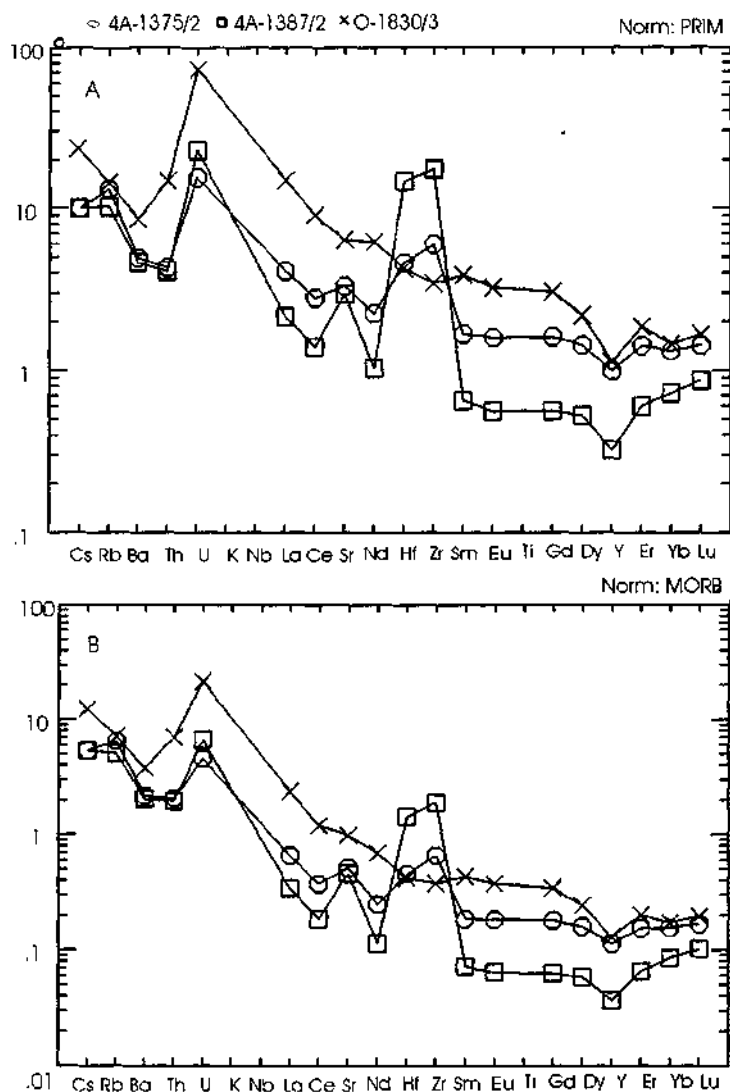


Рис. 48. Концентрация редких и редкоземельных элементов в клинопиксидных включениях из щелочных базальтов вулканов Дедушка (1375/2), Медвежий (1387/2) и Сибирцевский (1830/3), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В)

в) Концентрации редких и редкоземельных элементов в ксенолитах и минералах из них значительно ниже таковых в содержащих их базальтах. Как правило, это соответствует одному или двум порядкам. Наиболее хорошо это отражено в соотношениях Th/U и U/Pb . Рисунок дает это соотно-

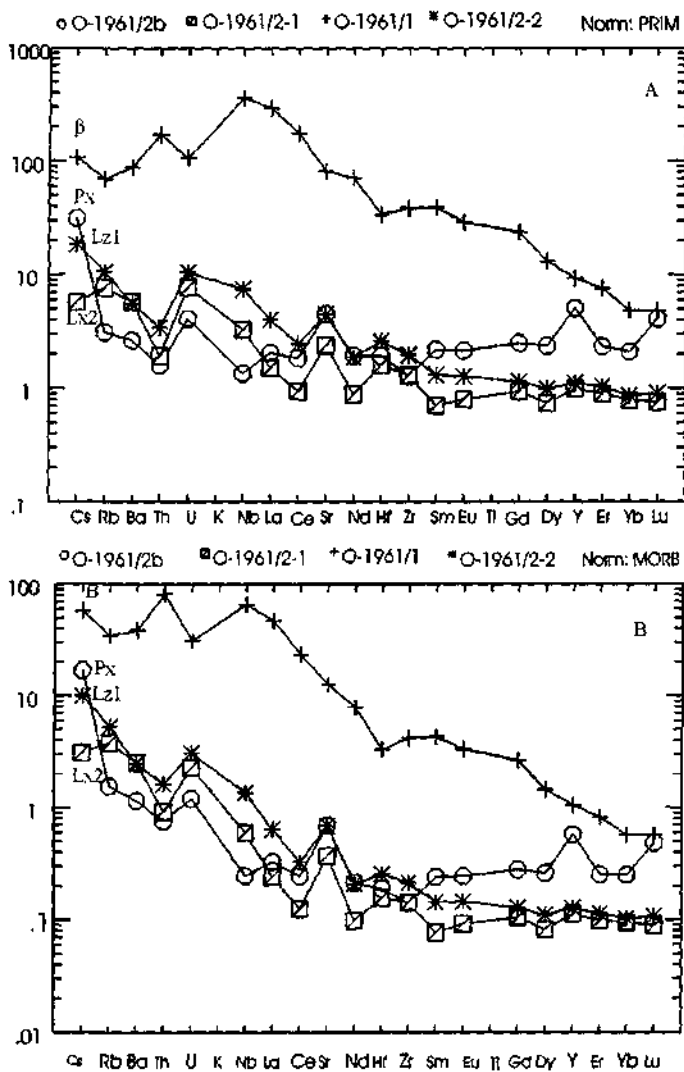


Рис. 49 График концентрации редких и редкоземельных элементов в базальтах Свяигинского вулкана, (1961/1), включениях шпинелевых лерцолитов (1961/2-1 и 1961/2-2) и хромдиопсидах из включений (1961/2b), нормализованных относительно примитивной мантии (А) и MORB (В)

шение не только в ксенолитах и их минералах, но и в ксенолитах генетически другого уровня – в пироксенитах, амфиболовых пироксенитах и флогопитовых пироксенитах, т.е. ксенолитах мафического состава, возможно, отражающими эклогитовую фаццию глубинности.

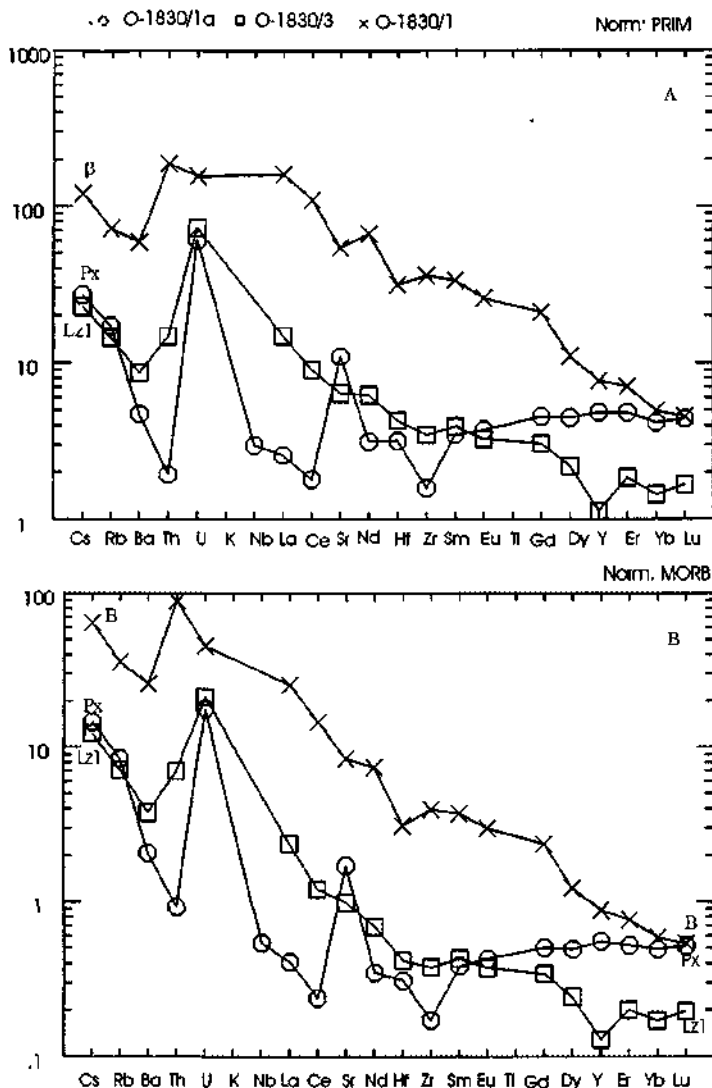


Рис. 50. График концентрации элементов в базальтах Сибирцевогo вулкана, ксенолиты шпинельных лерцолитов из них (1830/3) и хромдиопсидах из включений (1830/1a), нормализованных относительно примитивной мантии (А) и MORB (В)

Все эти данные вполне логично определяют. 1) что ксенолиты ультраосновного состава генетически не связаны с базальтовым расплавом, 2) Sr-Nd-Pb изотопные данные и характер редкоземельного распределения ксенолит-расплав предполагают, что литосферная плита не является источни-

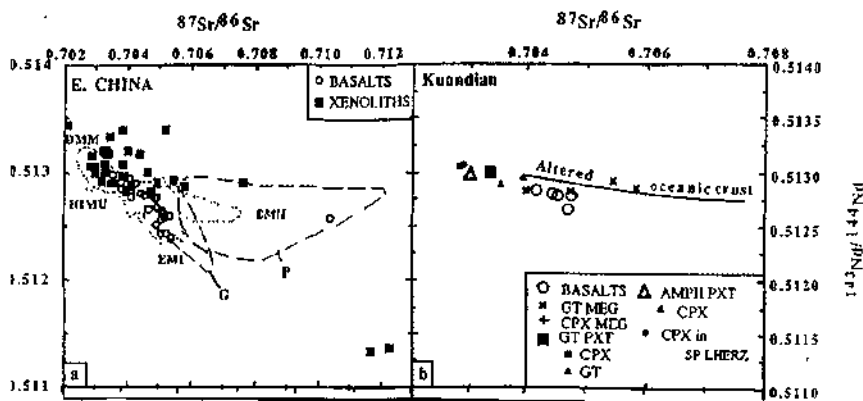


Рис. 51. Диаграмма соотношений изотопов Nd и Sr в ксенолитах и базальтах кайнозойских вулканов Восточного Китая по данным М.Татсимото и др. (Tatsumoto et al., 1992) и Дальнего Востока России.

а – точками околтурены поля океанических базальтов, прерывистыми линиями – поле гранат-содержащих перидотитов (G) и флогопит-содержащих гранатовых перидотитов (P) из кимберлитов Южной Африки. Данные по ксенолитам лерцолитового состава (квадратики) и по содержащим их щелочным базальтам (кружки) представлены из вулканов Северо-Восточного Китая, в том числе и из Амурской мегаструктуры. Мантийные компоненты источников (EMI, EMI, DMM, HIMU) – по С.Харту (Hart, 1988). Ксенолиты образуют поле между деплетированной мантией (еще более деплетированной, чем DMM) и EMI (с высоким соотношением Nd, чем для EMI). Базальтоиды занимают позицию, смещаясь в сторону более радиогенных стронция и неодима. б – данные по гранатовым (Gr), шпинелевым (Sp) лерцолитам и ксенокритам из них; по амфиболовым и гранатовым пироксенитам и ксенокритам из них. Илия – тренд изменений океанической коры (по С.Харт and Staudigal, 1989)

ком магматических расплавов; 3) ксенолиты не могут отражать остаточный (реститовый) состав после экстракции базальтового расплава, т.е. ультраосновные включения являются ксенолитами континентальной литосферной мантии, в большей или меньшей степени деплетированной в связи с длительной историей преобразования в этапы магматической активизации и перераспределения. В связи с этим понятны и различные уровни изотопии в мегаструктурах Восточной окраины Азии (например, Амурской и Шандунской – в связи с различной исторической магматической "переработкой"); 4) на основании изотопной систематики и спектров редкоземельных элементов в базальтах можно предположить, что они имеют природу близкую к астеносферной метасоматизированной мантии, что и дает EMI – источник щелочных базальтов, расплавы которых генерировались при минимальной степени плавления; 5) на основании изотопных и редкоземельных данных по ксенолитам можно заключить, что первичная субконтинентальная литосфера была деплетирована, что весьма показательно на примере изотопов неодима в ксенолитах и базальтоидах (высокие в ксенолитах и бо-

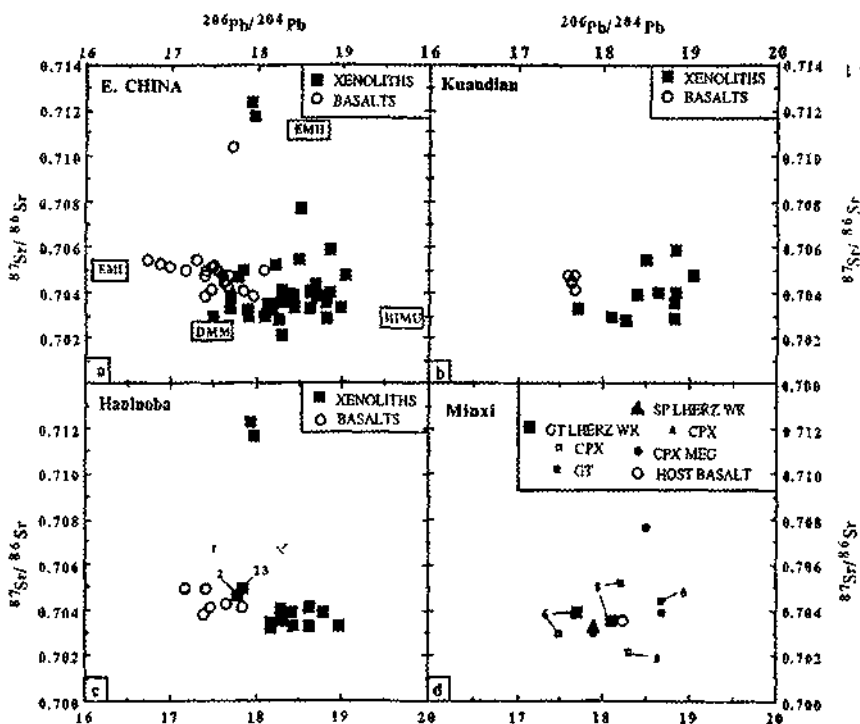


Рис. 52. Диаграмма изотопов Pb и Sr по данным из ксенолитов и вмещающих их базальтов из различных кайнозойских вулканов Амурской мегаструктуры (а) и других вулканических полей Востока Азии: б – Куандянские четвертичные вулканы, с – миоценовые в. Ханноба, д – плиоценовые Фуцзяня (Tatsumoto et al., 1992). Хорошо прослежено изотопное неравновесие между базальтами, ксенолитами и минералами (d) из ксенолитов

более низкие – в базальтах); б) предполагается, что метасоматоз нижних частей субконтинентальной литосферы (и возможно астеносферной мантии) связан с субдукцией океанической плиты (с последующим процессом и обогащением нижней литосферы). Наши данные, особенно выявленное аномальное истощение центральной (ядерной) части Амурской мегаструктуры, а также различные уровни изотопных составов в близлежащих мегаструктурах, не позволяют связывать этот процесс с субдукцией океанической плиты, так как это не объясняет всех различий. Более правильное связывать с влиянием мантийно-ядерных процессов, как это предлагает С. Харт [Hart, 1988]. Косвенным доказательством могут быть данные сейсмической томографии [Dziewonski, 1984; и др.] и наличие под Амурской мегаструктурой огромного мантийного диалаира, что определяет высокий тепловой поток (особенно под центральной ее частью, в рифте Сунляо) [Ma et al., 1989]. Механизм формирования огромного плюма представлен в

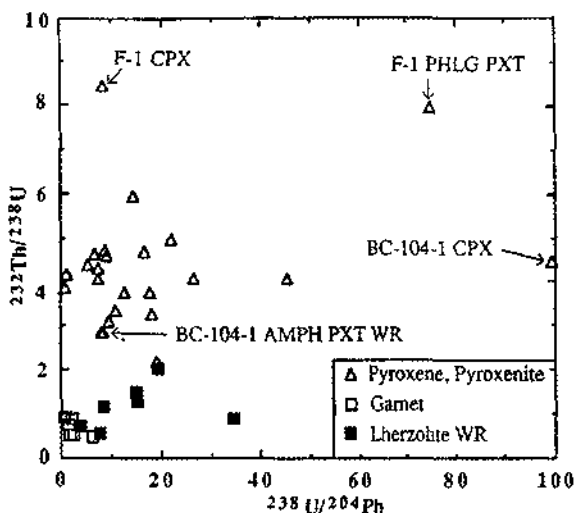


Рис. 53. Соотношения Th/U - U/Pb в ультраосновных ксенолитах и лерцолитах (WR), амфиболовых пироксенитах (AmphPXT), флогопитовых пироксенитах (F-1 PhLG PXT) и минералов из них гранатов (GT), клинопироксенов (Cpx). Показано, что в ультраосновных ксенолитах и гранатах (GT) из них очень низкие отношения U/Pb и Th/U. В пироксенитах эти значения значительно выше и разнообразнее по составу (Tatsumoto et al., 1992; и др.)

работе Т. Ларсена и Д. Юня [Larsen, Yuen, 1997], основанном на термальной конвекции с горизонтальным расширением и формированием области поднятия диаметром более 1000 км.

Следует подчеркнуть, что модель конвекции может иметь различные сценарии [Hofmann, 1997], при которых предусматривается большее или меньшее влияние компонентов нижней мантии или процессов на границе внешнего ядра и нижней мантии. Как предполагается, для модели основным источником влияния могут быть флюиды, главным образом, водорода, как наиболее энергетически емкого, при движении состав его преобразовывался в более сложные соединения, а в верхних горизонтах образуются углеводороды и т.д. [Haggerty, 1994; Ларин, 1990; Маракушев, 1990; Карпов и др., 1995; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.]. Одной из парадигм современной геохимии углеводородов и нефтегеологии является вопрос о глубинном, мантийном происхождении углеводородов. И в решении этого вопроса Амурская мегаструктура с центральным опущенным ядром в виде впадины Суляя, где обнаружены месторождения нефти и газа, может быть ключом к решению проблемы о неорганической природе нефти.

Геодинамический режим Амурской мегаструктуры

В пределах Центральной Азии на основе изучения позднемезозойско-кайнозойского магматизма выделено Центрально-Азиатского горячее поле

Существование этого поля прослеживается с ордовика и до наших дней в координатах, близких к современным [Ярмолюк, Коваленко, 1995; Кузьмин, Ярмолюк и др., 2000]. Как отмечают В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко и др. [Ярмолюк и др., 1995], выделяются ряд ареалов (рис. 54), для которых свойственен устойчивый режим проявления внутриплитного магматизма на протяжении 150-160 млн лет, прослеживаемый с поздней юры до голоцена. Более того, на протяжении всего фанерозоя здесь имели место эпохи активного магматизма с определенным внутриплитным характером в ранне-среднепалеозойское, позднепалеозойско-раннемезозойское и позднемезозойско-кайнозойское время.

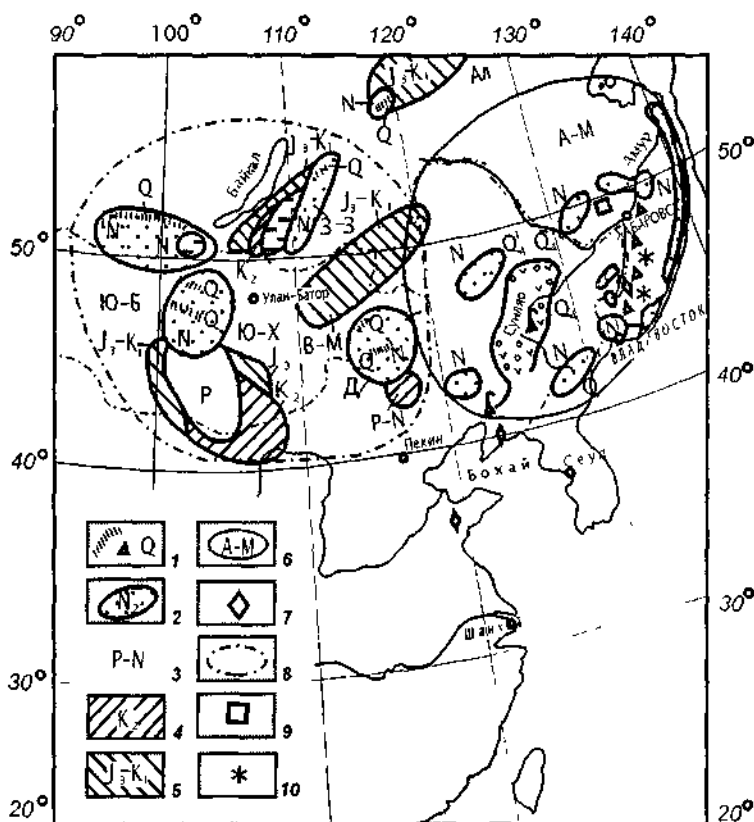


Рис. 54. Ареалы развития вулканизма.

1 – Четвертичные вулканы; 2 – Позднемиоценовый, 3 – Палеоген-миоценовый; 4 – Позднемеловой; 5 – Позднеюрский- раннемеловой; 6 – Амурский ареал; 7 – Алмазонасные трубки позднего палеозоя; 8 – Центрально-Азиатский ареал внутриплитного магматизма [Ярмолюк и др., 1995, 2000] и возраст его проявления; 9 – Лампронтоидные трубки (ранний мел); 10 – Меймечитовый

Восточнее, в Амурской мегаструктуре, которую также можно отнести к полю горячей мантии и активного влияния разогретой астеносферы – регулятора тектонических движений литосферных блоков и возбуждения магматических процессов [Артюшков, 1998, 2000], в фанерозое существовали эпохи тектоно-магматической активизации, происходившие неоднократно в ранне-позднем палеозое, в раннем мезозое и позднемезозойско-кайнозойское время [Вулканические..., 1984]. Начиная с поздней юры в пределах Амурской мегаструктуры магматизм несет признаки влияния глубинных расплавов мантийных процессов.

Сопоставления эпох магматизма Центрально-Азиатского поля и Амурской мегаструктуры коррелируются достаточно полно, а по условиям генерации и составу расплавов имеются свои особенности. Это касается не только миграции интенсивности магматизма, но и эволюции составов вулканических продуктов и, конечно, геохимического спектра и изотопных характеристик глубинных источников.

Тем не менее, напрашивается один из главных выводов – отсутствие глобальных перемещений литосферных плит в позднем мезозое-кайнозое. В Восточно-Центральной Азии вполне реально, что плюмовый вулканизм Амурской мегаструктуры также, как и Центрально-Азиатской, относится к Северо-Азиатскому суперплюму, который развивался на протяжении всего фанерозоя [Ярмолюки др., 2000].

Авторы работы полагают, что вся область восточной окраины Азиатского континента, где неоднократно проявлялся внутриплитный магматизм (Алдан, Колымо-Омолонский блоки и т.д.), представляет собой целый ряд мегаструктур центрального типа (МЦТ), развитие которых сопровождалось импульсами плюмового вулканизма и изотопно-геохимическими характеристиками мантийных источников.

В рамках рассмотрения плюмовой гипотезы предполагается, что Амурская мегаструктура формировалась под воздействием мультиплюмов [Haggerty, 1994; Taylor et al., 1994; и др.], поднимающихся из внешнего ядра и нижней мантии и инициирующих движение горячих диапиров, прогрев и поднятие верхней мантии. Это обусловило обширную зону аномальной мантии под Амурской мегаструктурой. Поднятие горячего диапира (или диапиров) на протяжении фанерозоя способствовало неоднократному проявлению глубинного магматизма на Ханкайском массиве: в позднем палеозое – внедрение кимберлитовых диатрем, в поздней юре (140 млн лет) – меймечитовых трубок; на Бурейнском массиве: в среднем мелу (115-117 млн лет) – лампроитовых трубок; в среднем (125 млн лет) и позднем мелу (91 млн лет) – высокомагнезиальных андезитов рифтовых зон в центральной части и на периферии мегаструктуры. В кайнозое проявления глубинного магматизма охватило всю структуру, но имело тенденцию к омоложению, от периферии к центру, особенно в позднем плиоцене и голоцене, но в

миоцене существовали центры одновременных проявлений вулканизма в различных местах структуры – на периферии и в центре. Если для раннего этапа развития плюма (поздний палеозой, и на протяжении от среднего до позднего мезозоя) можно допустить формирование одного фиксированного возбуждаемого диапира (горячей точки), то для раннего-среднего кайнозоя это, возможно, действие нескольких диапиров. Омоложение вулканизма за последние 3 млн лет от периферии к центру мегаструктуры (вокруг впадины Сунляо) фиксируется несколькими центрами четвертичного базальто-индого вулканизма.

Пространственно-временное смещение центров плюмового вулканизма от палеозоя по средний мезозой при фиксированной горячей точке в виде поднимающегося нижнемантийного плюма (если принять во внимание, что "загрузка" кимберлитовых расплавов алмазами проходила в нижней мантии, как это считают А.А.Маракушев и др. [1991] и С.Хаггертти [Haggerty, 1994; и др.], показывает, что литосферная плита двигалась с северо-востока на юго-запад и зафиксировала свое движение кимберлитовыми трубками (перьями), трубками "меймечитов" – в поздней юре (≈ 140 млн лет), лампроитов – в середине мела – (115-117 млн лет), т.е. скорость смещения за этот промежуток времени была небольшой.

В мезозое центральная часть мегасвода Амурской мегаструктуры, начиная с поздней юры до среднего мела, была разбита разломами, которые испытывали растяжения, что привело к формированию рифтов и рифтовых долин. Возможно, причиной таких движений были левосторонние смещения отдельных блоков относительно друг друга с растягивающими усилиями, как это полагает Богатиков и др. (2000). Геодинамический режим этого этапа был сложным, так как отдельные блоки испытывали локальные сжатия, другие – растяжения вдоль разломной системы Тяньлу [Xu et al., 1987]. Этот тезис подтверждается не только тектоническими построениями, но и тем, что здесь мы имеем весьма пеструю геохимическую характеристику вулканитов: сочетание вулканитов с геохимическими чертами известково-щелочной серии и находки высокомагнезиальных андезитов, наличие которых подтверждается геохимическими чертами, присущими этим петрогенетическим типам, происхождение которых связывается с условиями почти адекватными трансформным разломам, что отмечалось для других областей [Saunders et al., 1987; Волюнец и др., 1998; и др.]. Находка магнезиальных андезитов в пределах континентальной части Востока Азии, впервые представленная в этой работе, весьма актуальна, так как геодинамические условия формирования вулканитов проходили не по механизму примитивной субдукции, а при разломообразовании с участием первичных андезитовых расплавов, генезис которых еще предстоит обсудить.

Весьма ограниченные движения континентальных блоков Востока Азии в позднем мезозое, и в частности Амурской мегаструктуры, подтвер-

ждаются и палеомагнитными исследованиями российских и японских ученых в последние несколько лет [Otofujii et al., 1995, 1996, 1998].

В палеоцене-миоцене смещения континентального блока Амурской мегаструктуры были весьма малыми, возможно, существовало фиксированное положение. Так, на севере Ханкайского массива в пределах Алчанского разлома в миоцене и плиоцене сформировались два вулкана – Бабушка и Дедушка. Они представлены щелочными базальтами с центральными некками, в которых встречаются ксенолиты и перциолиты. Базальтоиды в Дедушки датированы 12 млн лет (± 1 млн лет), а в Бабушки – 4,78 млн лет (Рассказов и др. 2000). Некки расположены на расстоянии 700-900 м друг от друга и по геохимическим характеристикам и спектрами редкоземельных элементов весьма близки. Этот факт позволяет говорить, что в промежутке времени между 12 млн лет и 4,78 млн лет, т.е. на протяжении 7-8 млн лет какие-либо движения отсутствовали. Безусловно, это предположение справедливо только для западного блока Сихотэ-Алиня, находящегося за Центрально-Сихотэ-Алинским разломом. Не исключено, что более восточная часть структуры испытывала перемещения и, как считает некоторые исследователи, преобладали правосторонние движения.

Вулканизм субдукционного петрохимического типа в полной мере в период мезозоя мог преобладать по периферии Амурской мегаструктуры, там, где встречные и косо направленные движения континентальных блоков, в том числе и океанических плит, могли создавать условия, при которых генерировались расплавы с характеристиками островодужного типа. Подобные геохимические условия, в целом для Восточной окраины Азии, рассмотрены ранее [Тихоокеанская окраина..., 1991].

Таким образом, учитывая длительный процесс проявления плюмового магматизма в Амурской мегаструктуре и его связь с глубинными геосферами, возможно, процессами на границе внешнего ядра и нижней мантии, представляется вполне реальным отнесение его к типам больших стационарных плюмов, возбуждение которых проходило время от времени и вызывало внедрение горячих флюидов в верхнюю мантию, прогрев, метасоматические преобразования и эрупцию базальтового расплава с геохимическими нижнемантийными и верхнемантийными характеристиками. Большемасштабные потоки из нижней мантии и их прорыв в верхнюю мантию может быть интерпретирован на основании томографических исследований, проведенных в последние годы в Исландии, Африке и Тихом океане [Nakakuki et al., 1997; Wolfe et al., 1997; и др.]. С такими плюмами связаны потоки глубинных флюидов, что подтверждается исследованиями изотопов гелия [Graham et al., 1992].

Один из важных вопросов не может быть оставлен без внимания – вопрос о взаимоотношении при встречных движениях Тихоокеанской плиты и Евразийского блока. Ранее были рассмотрены особенности вулканизма окраины восточной части Амурской мегаструктуры в объеме Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, как части огромного Восточно-Азиатского Вул-

канического линеамента. Все элементы такого взаимодействия были отмечены на примере вулканитов этого пояса: структурная, петрохимическая и металлогеническая зональность, состав и геохимический спектр магматических формаций, т.е. то, что свойственно вулканизму субдукционного типа. Но на рубеже позднего мела и раннего кайнозоя в вулканитах стали проявляться внутриплитные петрогеохимические черты, в среднем и позднем кайнозое проявился переход через предрифтовую стадию и деформирование высокоглиноземистых базальтов к типичным рифтовым комплексам плюмового вулканизма.

Следует добавить, и в период формирования окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского пояса вулканогенные формации несли черты базитового влияния [Сахно, 1976; 1994 и др.], что выражалось в кислых вулканитах высокими концентрациями фемафильных элементов, изотопными отношениями близкими к базальтовым характеристикам ($\approx 0,70504-0,70450$ и т.д.). Возможно, это было следствием необычного строения коры краевого вулканического пояса – сокращенным гранитным слоем и мощной подушкой базальтового слоя в основании пояса. Но зональность, которая хорошо выражена для пояса предполагала субдукцию океанической плиты под континент. Возможен и другой вариант, как это полагает Г.М. Власов [1999] – рост сводового поднятия Амурской мегаструктуры сопровождается скучиванием в зоне стыка континентального блока и океанической плиты. При косонаправленном движении это вызывает скольжение и появление осдвиговых растяжений, через которые проникали глубинные магматические расплавы. Это свойственно раннему кайнозоя – наличие "переходных серий". Модель такого развития окраины рассматривали ранее [Тихоокеанская... 1991; Сахно 1994; и др.].

На схеме (рис. 55) представлено взаимодействие Амурской мегаструктуры с глубинным "килем", как часть Евразийской плиты с Тихоокеанской на рубеже позднего мела и кайнозоя.

По окраине в мелу развиваются магматические комплексы известково-щелочных серий, в тылу, в рифтовых впадинах известны высокомагнезиальные андезиты и субщелочные базальты. В центральной части мегаструктуры в более позднее время (миоцен-голоцен) проявлен высокощелочной плюмовый вулканизм, корни которого опускаются глубоко в мантию и возможно инициируются пламенными струями, поднимающимися от ядра.

5.2. ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ОМОЛОНСКОГО КРАТОНА

Геологическое строение Омолонского кратона неоднократно обсуждалось в литературе [Терехов и др., 1984; Умитбаев и др., 1980; Умитбаев, 1986; Шило и др., 1979; Лымагин и др., 1989; Натальин, 1984; и др.]. В нас-

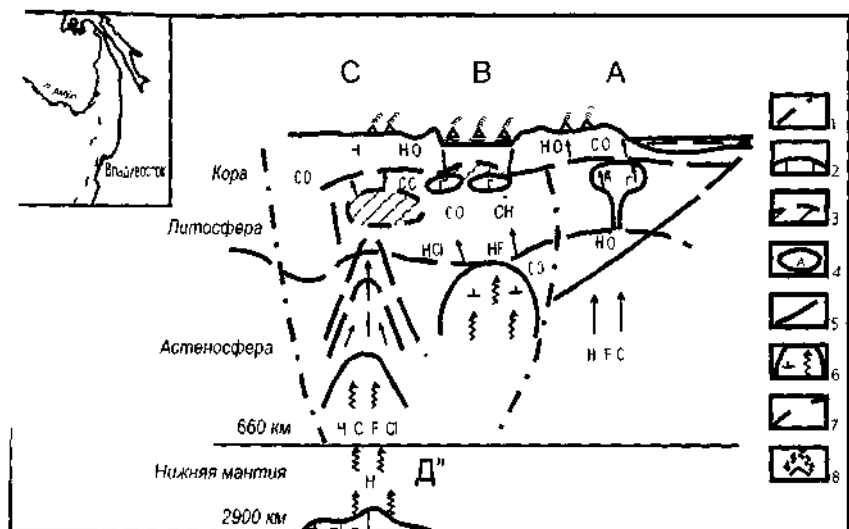


Рис 55 Петрогенетическая модель континентальных вулканических поясов Тихоокеанской окраины Азии

А - Окраинно-континентальные пояса (Восточно-Сихотэ-Алиньский). В - Внутриконтинентальные. С - Зоны плюмового вулканизма 1 - Контуры глубинного "киля" кратона Амурской мегаструктуры, 2 - Контуры поднятия (bubble) на границе D" внешнего ядра и нижней мантии, поток флюидов, 3 - Разуплотненная зона в литосфере и верхней мантии, 4 - Зона генерации базальтоидов и базальтовая "подушка" в основании окраинных поясов, 5 - Сейсмофокальная зона, 6 - Поднимающийся разогретый астеносферный диапир, 7 - Граница литосферы 8 - Контуры глубинных потоков

тоящем обзоре затрагиваются только аспекты магматической истории развития этого кратона, главным образом на мезозойском этапе. Из анализа работ, посвященных Омолонскому массиву, следует обратить внимание на его морфологическую характеристику. Отмечается его необычная морфология - наличие крупного сводового поднятия, центральная часть которого сохранила элементы концентрически-зонального строения, подчеркнутых дуговыми разломами [Терехов и др., 1984; Соловьев, 1978; и др.].

На основе космических, морфометрических и геологических исследований выделяется крупная (2-3 тыс. км в диаметре) мегаструктура с центральной частью, где располагаются древние породы, периферические части которой погружены и переработаны поздними процессами. Тем не менее, периферические части мегаструктуры легко дешифрируются на космических снимках [Соловьев, 1978; Кулаков, 1986; и др.]. Этот массив входит в систему мегаструктур центрального типа, которые располагаются вдоль всей Восточной окраины Азии (рис.56).

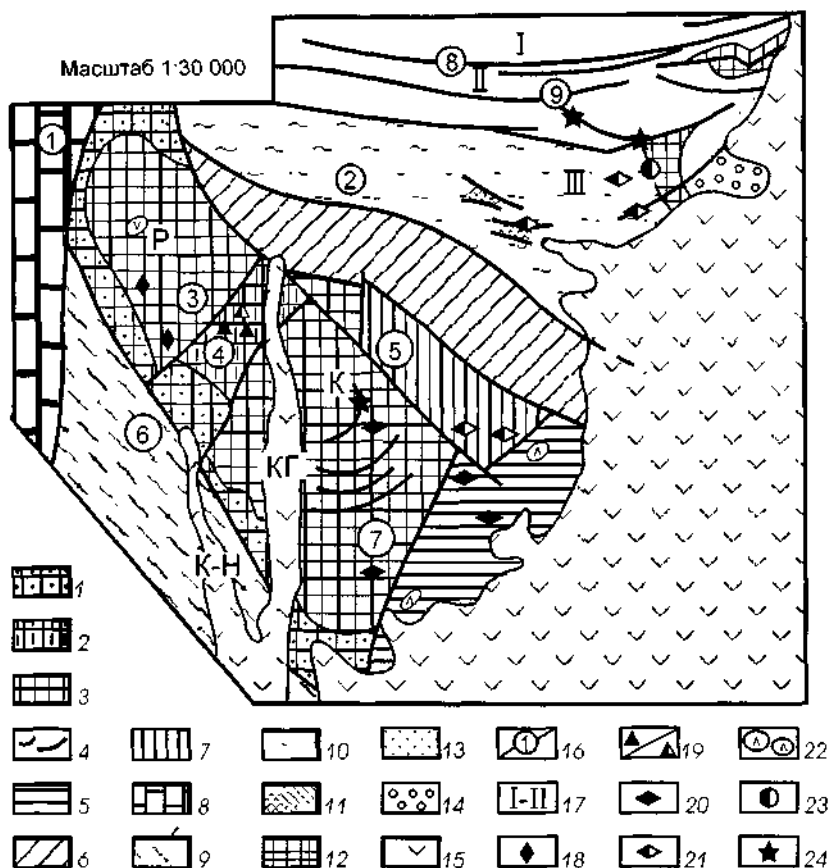


Рис 56 Схема тектонического районирования Омолонского кратона и его складчатого обрамления [Терехов и др. 1984; Натальин, 1984; с добавлениями автора].

1-7 - Омолонский массив: 1-4 - Юкагирская глыба: 1 - Коркодонская перикратонная зона, 2 - Долманская поперечная зона, 3 - блоки: P - Рассошинский, К - Кедонский, 4 - фрагменты концентрически-кольцевой структуры; 5 - Гижигинская межблоковая зона, 6 - Намандыкано-Моланджинская окраинная зона; 7 - раздвиговая зона (Хуличанский рифт), 8 - Прикольмское поднятие, 9 - Сугойская складчатая зона; 10 - Олойская зона (Олойский опущенный блок Омолонского кратона); 11 - поднятия Олойской зоны; 12 - поднятия Яблонского массива (Алучинское и Яракваамское); 13, 14 - окраинные впадины; 15 - Охотско-Чукотский вулканический пояс (КГ - Конгянский, К-Н - Коркодono-Наяханский (вулcano-плутонические ряды); 16 - разломы: I - Ярхондонский, 2 - Олойско-Березовский, 3 - Олычянский, 4 - Няникянский, 5 - Омкучанский, 6 - Тебаникский, 7 - Верхне-Омолонский, 8 - Мало-Ангойская разломная зона, 9 - Ангарская зона разлома; 17 - зоны Южно-Ангойской рифтовой системы I - Нутесынская, II - Центральная, III - Олойская; 18-24 - проявления щелочного магматизма: 18 - ультраосновные, пикриты, перидотиты (позднепалеозойский), 19 - трахидолериты и щелочные нефелиновые снититы (ранняя юра), 20 - эссексит-долериты, перидотиты (поздняя юра); 21 - шошонит-абсарокитовый комплекс (поздняя юра - ранний мел); 22 - Калиевые щелочные (лампронтовые?) породы (поздняя юра); 23 - калиевые щелочные (Камафугитовой серии?) породы (ранняя юра), 24 - Голоценовые вулканы щелочно-базальтовой серии.

По представлениям Р.Б. Умитбаева с соавторами [Терехов и др., 1984; Умитбаев и др., 1980] в пределах Омолонского свода выделяются более мелкие поднятия (в поперечнике 500-600 км), к внутренним частям которых (ядрам) приурочены интрузии гранитоидов. Становление этих интрузий произошло в этап развития мезозонд и могут быть названы ядрами позднеорогенной гранитизации. Здесь известны раннепротерозойские и более поздние гранитоидные комплексы, которые слагают огромные площади, представляющие собой области гранитизации, совпадающие с гравитационными минимумами, отражающие разуплотнение вещества глубинных областей свода [Умитбаев и др., 1980]. Гравиметрические данные по центральной части Омолонского массива позволяют считать, что глубинные корни обладают большей степенью разуплотнения, чем это свойственно его периферии. Именно здесь развиты наиболее глубинные высокомагнетизальные щелочные основные и ультраосновные породы [Терехов и др., 1984; рис. 56].

Фундамент кратона подвергался неоднократной переработке тектономагматическими процессами в протерозое, раннем и среднем палеозое, в позднем мезозое и частично в кайнозое. Он разбит серией разломов северо-восточного и северо-западного направлений, что привело к разделению массива на глыбы: Юкагирскую и Тайганскую, разделенных Гижигинской межглыбовой зоной. Юкагирская глыба разделяется на Рассошинский и Кедонский блоки, ограниченные рядом разломов: Верхне-Омолонским, Наниканским и Ольчинским северо-восточного и Омкучанским и Олойско-Березовским – северо-западного направлений, движения по которым и определяло раздробленность кратона, а также рифтовых структур, примером которой может быть Хуличанская впадина [Терехов и др., 1984].

Тем не менее, как указывалось выше, хорошо сохранилось концентрически-зональное строение, свойственное структурам центрального типа, фрагменты которой сохранились и подчеркнуты наличием внешней и внутренней зон, отличающихся определенными признаками. Так для внутренней зоны центрального свода свойственен почти непрерывный комплекс пород от позднего палеозоя до верхней юры, и, как полагают, эта структура носит унаследованный характер и вложена в более древнюю вулканотектоническую депрессию, сложенную девонскими (кедонскими) игнибридами. Здесь известны щелочные породы: позднепалеозойские калиевые пикриты, раннеюрские щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и трахидолериты (омкучанский комплекс) [Терехов и др., 1984].

Во внешней зоне, которая несколько приподнята относительно внутренней в виде дугообразной полосы, окаймляющей ее с юга, наблюдается клавишная система поднятий, разграниченных радиальными разломами, вдоль которых размещены древние гранитные плутоны. В узких грабен-синклиналях, контролируемых дуговыми разломами, сосредоточены комплексы пород от перми до верхней юры. Здесь же размещены разнообраз-

ные щелочные дайковые комплексы (щелочные габброиды, трахидолеритовые тешениты, перидотиты и т.д.) юрского и мелового возраста, которые прослеживаются полосой северо-восточного направления от верховьев р.Хивач и контролируются системой разломов этого направления.

В северо-восточной части Омолонского кратона, представляющего восточный погруженный блок (Олойская зона) [Дылевский, Симаков, 1975; Натальин, 1984; и др.], широко развиты мелкие тела – субвулканические массивы, дайки, эруптивные трубки, а также вулканы основных и ультраосновных (пикритовиды) пород. Большая часть их относится к породам позднеюрского-раннемелового комплексов. Среди них известны субщелочные, щелочные, в том числе и калиевые покровные и экструзивные образования в Ненканской впадине [Гулевич, 1975; Натальин, 1984]. Помимо известных ранее К-Na субщелочных и щелочных пород здесь обнаружены высококалийные магнезиальные, основные магматиты, отличающиеся еще и высоким содержанием кальция, и по петрологическим и петрохимическим данным могут быть отнесены к камафугитовой серии. Они представлены мелкими дифференцированными телами в пределах поднятий на Яблонском массиве, а также в поднятиях Олойской зоны (рис. 56). Здесь же были обнаружены трещинные и трубчатые тела шошонит-абсарокитовой серии. И наконец, вдоль Ангарской – Алучинской зон разломов известны четвертичные базальты: Алучинская группа вулканов, Ангойский и Пятистенный вулкан, детально описанные в работах Е.К. Устиева (1961), М.Д. Часовитина (1963), А.Ф. Грачева (1999), Е.Л. Когарко и А.Н. Евдокимова (1999) и др.

Детальное изучение четвертичных вулканов Северо-Востока России, особенно анализ данных по изотопному составу (Nd, Sr, Pb) позволили А.Ф.Грачеву (1998, 1999) считать их проявлениями внутриплитного магматизма, являющегося следствием деятельности мантийного плюма на самой ранней стадии его развития.

Как будет показано ниже, анализ состава и особенно изотопных данных (Nd, Sr, Pb) более ранних проявлений вулканизма с ранней юры и по настоящее время в пределах Омолонского кратона, внутриплитный вулканизм развивался под действием глубинного плюма, т.е. с позднего мезозоя до современного периода включительно. Это оказывало влияние на геодинамику движения Евразийской и Северо-Американской плит литосферы – заложение серии рифтовых структур в раннем и позднем кайнозое, а также в мезозое – закрытие Ангойской континентальной северной части Евразии.

Таким образом, в пределах Омолонского кратона и его "переработанных" частей (Олойский блок) выделяется несколько этапов проявления внутриплитного вулканизма: 1) позднепалеозойский – в пределах свода на Рассошанском блоке; 2) раннеюрский: а – в центральной части свода на Рассошанском и Кедонском блоках (омкучанский комплекс, [Терехов и

др., 1984]. 6 – на Олойском блоке проявления пород камафугитовой и, возможно, лампроитовой серий; 3) позднеюрский-раннемеловой – в пределах Кедонского блока и Гижигинской межглыбовой зоны и в Хуличанском рифте; 4) раннемеловой – на Олойском блоке в пределах поднятий и впадин (Ненканская и др.), 5) четвертичный – щелочно-базальтовый в пределах разломов Олойского блока (Алучинский, Ангарский и др.), а также в центральной части Омолонского свода. в Кедонском блоке (Кедонский вулкан. [Когарко, Евдокимов, 1999].

Большая часть вулканитов этапов Омолонского кратона может быть отнесена к производным мантийных плюмов на основе изотопно-геохимических данных, которые дают возможность более надежно их идентифицировать [Грачев, 1999].

1. Позднепалеозойский пикритовый (пикрит-диабазовый) комплекс представлен различными телами, которые группируются: а) вдоль складчатого обрамления Омолонского массива. Это преимущественно габбро-диабазовые тела; б) другая группа пород габбро-диабазового состава в виде комплекса свит протягивается в северо-западном направлении. Эти интрузии приурочены к краевой части Олойской зоны; в) третья группа располагается в пределах Омолонского массива и прослеживается вдоль широтной зоны через верховья р. Андыливан.

Характерным для всех групп этого комплекса является высокая магнезиальность и высокая щелочность с преобладанием натрия над калием. Отсутствие данных по РЗЭ и изотопии не позволяет однозначно определить их отношение к плюмовому источнику.

Весьма условно к пикрит-диабазовому комплексу отнесены тела ультрабазитов и, возможно, пикриты, которые главным образом располагаются в Рассошинском блоке. Находки ультраосновных пород в басс. реки Кегаги, где распространены щелочные основные породы, подтверждают, что они имеют широкое распространение. Отсутствие данных по абсолютному возрасту позволяет отнести калиевые пикриты и ультрабазиты к позднему палеозою [Терехов и др., 1984].

Особенностью петрохимического состава пикритов и ультрабазитов является их высокая магнезиальность (табл. 56) и высокая относительная щелочность при почти равном отношении натрия к калию.

2. Раннеюрские щелочные основные породы камафугитовой серии Олойской зоны. Как отмечалось выше, к этой серии относятся мелкие тела трещинного характера, а также субвулканические интрузии, особенностью которых является высокое содержание моноклинного пироксена, биотита, оливина и значительно реже – калиевого полевого шпата и отсутствие плагиоклаза. Среди них можно выделить породы, в которых резко преобладают пироксены над биотитом. Оливинов в породе не более 10-15 % и он частично или полностью замещен вторичными минералами.

В табл. 56 даны представительные анализы пород камафугитовой серии (№ 1, 3-8, 10, 12, 14, 17, 18), которые характеризуются высоким содержанием CaO, почти постоянным преобладанием калия над натрием и сравнительно низким глиноземом. На классификационной диаграмме CaO-Al₂O₃ [Лампроиты, 1991] точки составов пород занимают верхнее поле камафугитовой серии, отличаясь от лампроитов высоким содержанием кальция, что обусловлено высоким содержанием в породах моноклинного пироксена.

Таблица 56

**Химические составы высокомагнезиальных кальцевых пород
Олойской зоны (Северный Омолон)**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,80	42,96	40,29	41,64	43,00	43,00	45,70	41,49	43,60	41,70
TiO ₂	1,39	1,29	0,83	0,98	0,87	0,39	1,26	2,59	0,99	1,28
Al ₂ O ₃	8,47	8,45	2,73	2,01	3,07	7,59	3,62	5,44	13,12	9,88
Fe ₂ O ₃	9,88	7,93	8,94	8,20	6,61	8,43	6,74	8,87	5,97	8,41
FeO	6,68	5,97	7,82	7,61	7,71	6,68	7,03	6,04	7,50	7,92
MnO	0,24	0,20	0,30	0,26	0,22	0,26	0,19	0,21	0,20	0,23
MgO	10,01	16,75	23,4	22,93	19,26	12,90	15,55	17,38	7,64	10,23
CaO	16,25	10,49	11,42	12,05	14,10	17,35	16,41	14,10	13,72	15,60
Na ₂ O	0,64	0,77	0,20	0,05	0,14	0,39	0,18	0,23	2,48	0,96
K ₂ O	3,07	2,82	1,38	0,87	2,12	0,64	2,27	3,19	2,65	1,39
P ₂ O ₅	0,95	1,16	0,17	0,12	0,29	0,40	0,33	0,14	0,82	0,56
H ₂ O'	0,16	0,00	0,43	0,00	0,20	0,09	0,18	0,19	0,13	0,20
Ппп	0,35	0,92	2,59	2,94	1,19	0,73	0,87	0,66	0,82	1,34
Сумма	99,89	99,53	100,59	100,46	99,68	99,77	99,73	99,53	99,64	99,70
Ni*							200	310		
Co							45	38		
Cu							360	90		
Cr							500	1000		
V							260	250		
Rb**	85						72	95		
Sr	1186						219	245		
Y	41						62	41		
Zr	107						62	76		
Nb	2						15	5		
Ba	283						142	1094		
La	32						19	20		
Ce	26						7	17		
Nd	20						17	40		

Окончание табл. 56

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	46,20	43,43	45,09	44,23	42,40	39,80	43,90	41,95	51,91	55,42
TiO ₂	0,95	1,79	0,97	1,40	1,34	1,34	1,42	1,23	0,60	0,46
Al ₂ O ₃	13,80	9,05	15,06	3,28	15,72	12,67	3,24	3,50	20,38	19,76
Fe ₂ O ₃	6,24	8,10	4,51	8,87	9,42	8,74	12,57	12,17	3,97	2,84
FeO	5,30	7,61	7,11	7,69	4,11	6,17	7,42	8,44	3,28	2,86
MnO	0,19	0,17	0,10	0,17	0,21	0,18	0,21	0,26	0,09	0,07
MgO	7,72	11,22	7,32	13,90	7,35	10,99	12,56	13,15	5,71	2,54
CaO	13,30	15,17	13,93	16,91	13,72	15,33	17,57	17,91	3,42	5,10
Na ₂ O	2,10	1,02	2,29	0,39	1,46	1,18	0,37	0,48	5,44	4,48
K ₂ O	2,40	1,28	2,14	0,84	2,16	1,65	0,23	0,28	3,49	4,82
P ₂ O ₅	0,64	0,36	0,77	0,33	0,84	0,70	0,17	0,14	0,030	0,31
H ₂ O	0,31	0,00	0,08	0,09	0,06	0,12	0,00	0,08	0,00	0,25
Пир	0,68	1,08	1,59	0,97	0,77	0,74	0,82	0,93	0,53	0,74
Сумма	99,83	100,28	100,35	99,69	99,56	99,61	100,72	100,42	99,66	99,65
Ni*		73		100			69			
Co		36		38			36			
Cu		340		90			40			
Cr		130		130			61			
V		320		300			270			
Rb**			93	69		62			56	
Sr			1119	284		1203			3988	
Y			43	54		49			16	
Zr			73	64		75			146	
Nb			15	9		7			7	
Ba			1353	371		329			1120	
La			35	16		14			53	
Ce			26	18		5			42	
Nd			42	6		7			36	

Примечание. 1-18 - основные щелочные калиевые породы камафугитовой и лампронтовой серий; 19-20 - щелочные сенинты. * - определения количественным спектральным анализом (ДВГИ ДВО РАН), ** - определения рентген-радиометрическим методом (ИХ ДВО РАН).

По особенностям состава пироксены ^{камафугитовой} лампронтовой серии относятся к салитам, специфической чертой которых является низкое содержание кремния и высокое - алюминия. Это выражено в формульных единицах кремнезема из камафугитов и колеблется в пределах 1,908-1,827, т.е. изоморизм Si ↔ Al сдвинут в сторону Al. Для пироксенов лампронтовой серии содержание кремнезема выше 1,93, что является диагностическим признаком лампронтов [Богатиков и др., 1989; Лампроиты, 1991].

Состав биотитов в камафугитах по железистости колеблется в пределах 44,0-18,7 (но преобладает 16-18), содержание глинозема всегда выше 14%, что отличает их от биотитов лампронитовой серии.

Калиевые полевые шпаты характеризуются несколько своеобразным составом – высокой глиноземистостью и низким содержанием кремнезема.

Зерна плагиоклаза встречаются очень редко, варьируют по составу от низкокальциевых при высоком содержании калия до высококальциевых.

Оливин относится к маложелезистым разностям (обычно $\approx 19-20\%$), но встречаются и более железистые ($\approx 27\%$).

Среди высококальциевых основных пород Северного Омолона встречаются разности, в которых биотит преобладает над пироксеном (рис. 57). Такие породы по своим характеристикам (по составу пироксена, где формульные единицы кремнезема выше 1,900) близки к породам лампронитовой серии. На диаграмме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ они попадают в поле лампронитовой серии (рис. 57, табл. 56).

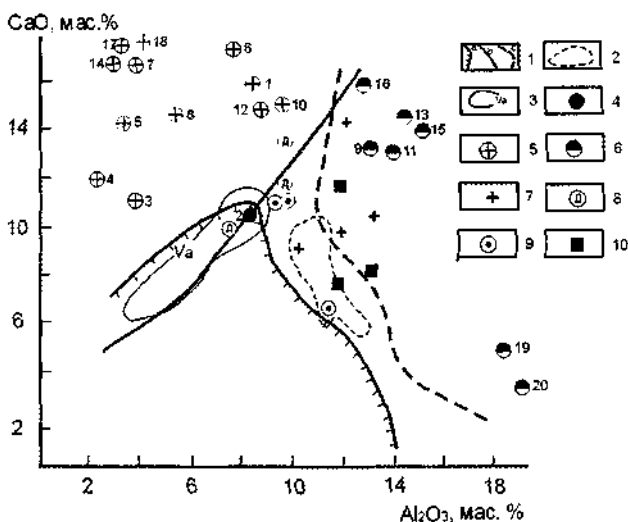


Рис. 57. Соотношение CaO и Al_2O_3 в лампронитоидах и других калиевых породах омолонского кратона (Лампронты, 1991).

1 – поля составов основных калиевых поро: а – лампронитовая серия, б – камафугитовая серия в – тефрит-лейцитовая, 2 – калиевые основные породы (миннетт. Колорадо, США); 3 – поля лампронитовых провинций: Va – ультраосновные и основные лампрониты Центрального Алдана (верхнеюрские); 4-7 – основные породы Олойского блока Омолонского кратона: 5 – камафугитовая серии, 6 – K-Na основные, габбро-шошонитовой серии, 7 – K-Na основные, шощонит-абсарокитовой серии; 8 – шощониты и пироксениты [Давыдов, 1976] Нуленейского и Иргунейского массивов Аннойской зоны; 9, – щелочные основные породы (лампронты) Буринского и Охотского массивов (точки нанесены для сравнения) [Максимов и др., 2001]. Номера проб на диаграмме соответствуют таковым в табл. 56

Дифференциация массивов лампронтовой серии, которая встречается редко и проявлена в форме двух фаз, сдвинута в сторону более высокой глиноземистости (табл. 56, № 2, рис. 57). Весьма редко проявлена третья фаза – появлением щелочных сиенитов (табл. 56, № 19, 20). В минеральном отношении дифференциация выражена появлением плагиоклаза, роговой обманки и калиевого полевого шпата. Темноцветные минералы (пироксен, биотит, роговая обманка), как правило, более железистые по составу, чем это свойственно для пород камафугитовой серии.

Концентрация редких и редкоземельных элементов и изотопные соотношения представлены в табл. 57, рис. 58, из которых видно, что общий уровень легких и средних REE близок к среднему значению для анализируемых пород.

Таблица 57

Содержания редких и редкоземельных элементов (г/г) и изотопные соотношения в представительных образцах магматических пород плюмового вулканизма Омолонского кратона

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sc	58,5	62,0	н.а.	н.а.	23,18	21,2	19,11	18,48	13,6
Ti	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	6700	н.а.	12248	12589	14116
V	н.а.	340	н.а.	н.а.	287,85	н.а.	171,92	168,86	205,0
Mn	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1293	н.а.	733	687	727
Co	н.а.	54,0	н.а.	н.а.	33,23	н.а.	38,64	38,97	37,1
Ni	н.а.	140	н.а.	н.а.	11,33	н.а.	145,41	144,75	140,0
Cr	н.а.	470	н.а.	н.а.	н.о.	н.а.	н.о.	н.о.	н.а.
Cu	28,0	53,8	356	48,0	91,44	45,0	52,81	53,43	55,3
Zn	67,0	70,5	н.а.	н.а.	112,14	55,0	113,60	114,92	74,0
Ga	н.о.	10,9	н.а.	н.а.	24,38	н.о.	24,96	23,63	23,9
Ge	1,68	2,0	н.а.	н.а.	1,54	1,11	1,44	1,48	1,32
Rb	44,0	6,0	22,0	5,0	36,85	28,0	11,51	12,37	11,2
Sr	154	131	528	127	966,9	875,0	707,24	710,36	666,0
Y	24,3	24,0	19,0	17,0	27,43	20,3	20,33	20,17	14,2
Zr	48,0	28,5	23,0	27,0	144,30	85,0	285,82	281,83	103,0
Nb	н.о.	1,0	5,0	1,0	11,41	10,80	56,63	55,24	53,0
Cs	0,66	0,31	н.о.	н.о.	0,20	0,11	0,65	0,60	0,66
Ba	1096	86,7	594	137	684,3	643	269,96	277,02	292,0
La	60	5,0	6,0	3,0	32,33	22,5	26,78	27,76	23,7
Ce	18,7	13,0	18,0	11,0	67,96	41,1	58,02	60,47	49,1
Pr	3,61	4,0	3,0	2,0	8,59	5,37	6,93	7,42	6,93
Nd	22,9	19,8	16,0	0,13	36,66	26,6	31,60	29,07	27,4
Sm	6,84	6,0	5,0	4,0	7,56	5,73	6,87	6,43	6,24
Eu	1,97	2,0	2,0	1,0	2,43	1,76	2,39	2,34	2,01

Продолжение табл. 57

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Gd	7,53	7,0	5,0	4,0	7,78	5,39	6,17	6,84	5,29
Tb	1,04	1,0	1,0	1,0	1,11	0,77	0,95	0,90	0,68
Dy	5,70	5,0	4,0	3,0	6,03	4,11	5,39	4,98	3,40
Ho	1,1	1,0	1,0	1,0	1,14	0,79	0,94	0,96	0,58
Er	2,75	2,0	2,0	2,0	3,33	2,09	2,66	2,61	1,40
Tm	0,43	н о	н о	н о	0,52	0,35	0,35	0,35	0,18
Yb	2,43	2,0	1,0	2,0	2,75	1,91	1,91	1,93	1,08
Lu	0,36	0,10	н о	н о	0,39	0,30	0,20	0,24	0,13
Hf	2,24	2,0	1,0	1,0	4,83	2,44	7,96	7,72	3,0
Ta	н а	0,01	н о	н о	0,82		4,05	3,91	2,34
Pb	н а	1,0	5,0	1,0	6,82	н о	2,81	2,66	1,93
Th	0,40	0,18	н о	н о	2,95	0,40	2,52	2,70	1,72
U	0,05	0,05	н о	н о	0,96	1,08	1,28	1,0	0,69
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,704283				0,703940				
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512927								
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,276								
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,561								
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38,008								
K-Ar (млн лет)	178±4				150±4				
Элемент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Sc	30,7	6,13	2,92	н а	34,01	29,0	49,0	84,0	17,4
Ti	11716	1691	1628	н а	3662	н а	н а	н а	н а
V	335,0	7,02	18,5	н а	227,83	н а	290,0	н а	н а
Mn	1117	301,0	2360	н а	1436	н а	н а	н а	н а
Co	41,9	1,61	2,58	н а	60,10	н а	40,0	н а	н а
Ni	171	0,99	8,76	н а	498,16	н а	110,0	н а	н а
Cr	н о	н а	н а	н а	н о	н а	400	н а	н а
Cu	71,5	14,6	7,86	57,0	111,07	89,0	68,6	241,0	38,0
Zn	73,8	47,7	27,8	н а	101,78	54,0	76,7	78,0	89,0
Ga	18,6	21,0	15,4	н о	13,22	н о	15,0	н а	н а
Ge	1,4	1,50	1,10	1,00	1,80	1,40	1,0	н а	1,29
Rb	12,3	82,0	117	83,0	65,16	54,0	37,8	31,0	16,0
Sr	674,0	7,04	65,9	91,0	567,78	525,0	501,0	148,0	500,0
Y	25,2	47,1	20,5	23,0	17,63	14,9	23,8	23,0	19,3
Zr	101	446	91,0	63,0	76,65	57,0	42,0	47,0	185
Nb	23,0	29,0	23,0	н о	4,80	5,2	4,0	10,	н а
Cs	0,85	0,91	2,96	2,26	6,05	5,4	1,0	1,0	0,19
Ba	293,0	29,5	450	357	437,52	463	436	735	230
La	21,2	53,3	30,4	33,2	13,42	11,5	11,0	6,0	20,4

Окончание табл. 57

Элемент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ce	46,1	79,1	54,1	60,3	27,41	22,1	18,0	20,0	36,2
Pr	6,15	11,1	5,95	5,66	3,74	3,80	4,0	4,0	4,58
Nd	26,2	36,9	17,8	20,5	17,36	15,4	14,8	21,0	22,8
Sm	5,17	7,31	3,24	3,16	3,94	3,44	4,0	6,0	5,54
Eu	1,48	1,15	0,52	0,48	1,30	1,06	1,0	2,0	1,83
Gd	5,45	6,91	2,94	3,35	4,48	3,53	4,0	7,0	5,59
Tb	0,78	1,15	0,46	0,54	0,58	0,53	1,0	1,0	0,81
Dy	4,34	0,93	2,70	3,41	3,53	3,02	4,0	5,0	4,19
Ho	0,79	1,47	0,60	0,73	0,72	0,60	1,0	1,0	0,75
Er	2,21	4,88	1,94	2,33	2,14	1,71	2,0	2,0	1,86
Tm	0,34	0,77	0,34	0,34	0,38	0,31	но	но	0,29
Yb	1,82	5,0	2,19	2,50	2,49	1,68	2,0	2,0	1,48
Lu	0,25	0,77	0,37	0,37	0,32	0,28	но	но	0,22
Hf	2,01	11,0	3,30	2,43	2,78	1,76	2,0	2,0	4,54
Ta	0,21	1,10	1,20	на	0,58	0,52	0,03	но	на
Pb	1,01	15,0	13,4	на	10,04	11,01	5,0	1,0	но
Th	0,85	7,50	10,7	11,0	3,18	2,18	1,51	но	2,96
U	0,33	4,72	2,12	2,09	1,61	1,05	1,0	но	1,08
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$								0,704758	0,703869
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$									0,512979
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$								18,378	17,785
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$								15,562	15,487
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$								38,075	37,473
K-Ar (млн лет)								136	Q ₄

Примечание. 1-4 – пикриты камафугитовой серии, 5-13 – Хуличанский рифт, 5, 6 – эссексит-долериты, 7-10 – базальты и трахибазальты, 11-13 – рнолиты и трахирнолиты, 14-17 – щелочные основные породы Непканской впадины, 18 – щелочной базальт, Алучинский вулкан

Концентрация REE при сравнении с MORB близка к единице, а уровень тяжелых элементов – несколько падает. При сравнении с примитивной мантией намечается обогащение REE до уровня 10, что весьма близко к базальтам современных извержений Алучинских вулканов (табл. 57, рис. 59) [Грачев, 1999]. Но отмечаются весьма значительные снижения концентрации (при нормированных к примитивной мантии и MORB) таких элементов, как Th, U, K, Nb, Hf, Zr, значительные колебания Ba, Rb.

В Кедонском блоке, в пределах Хуличанского рифта, под которым предполагается отсутствие кристаллического фундамента, в непосредственной близости в Верхне-Омолонском разлому развит комплекс пород

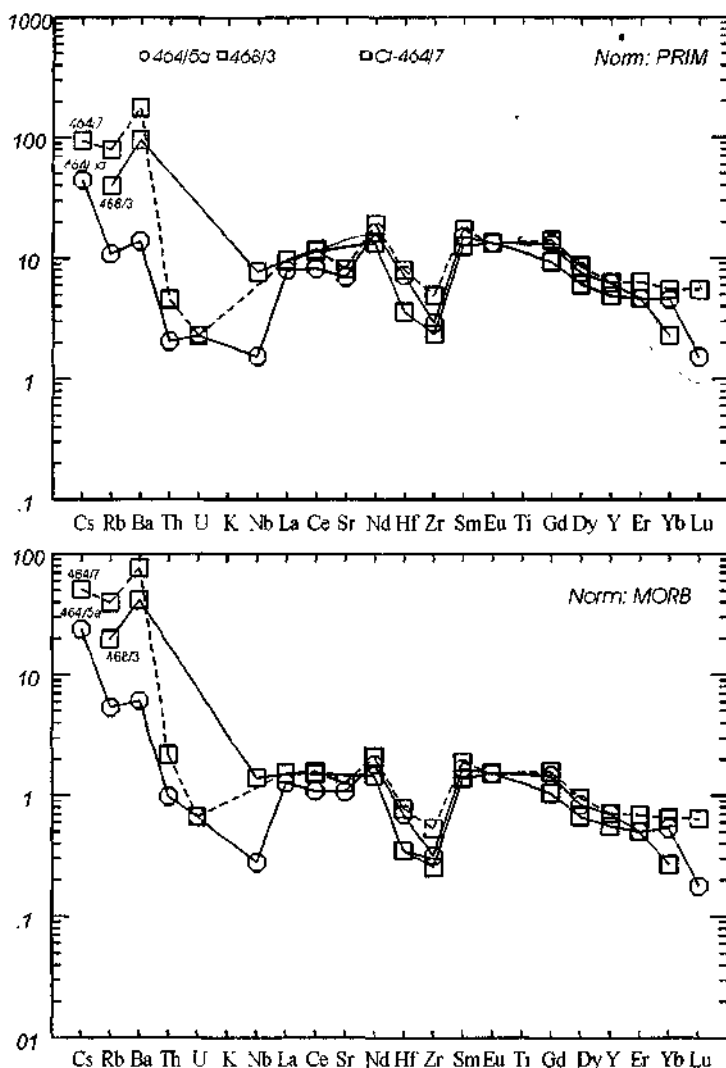


Рис. 58. График концентрации редких и редкоземельных элементов в породах камафугитовой серии Северного Омолона, нормированных к примитивной мантии и MORB

(омолонский.) [Терехов и др., 1999], который представлен мелкими телами щелочных пород К-На типа – эссексит-долеритами, тешенитами, трахидолеритами, а также перидотитами и щелочными сиенитами (табл. 58).

Определение возраста К-Аг методом по эссексит-долериту позволили получить возраст 150 ± 4 млн лет. Петрографическая и петрохимическая характеристика довольно подробно дана в работах Лычагина и др., (1989) и

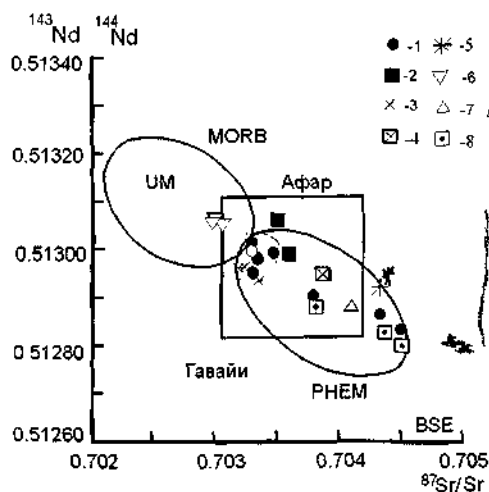


Рис. 59. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для составов изученных вулканитов. UM - деплетированная верхняя мантия; PHEM - высокодеpleted примитивная мантия; BSE - однородный хондритовый резервуар. Показаны поля лав для мантийных плюмов треугольника Афар и Гавайских островов [Грачев, 1999]

1 - щелочные базальты вулканов о-ва Жохова; 2 - группа Алучинских вулканов; 3 - вулкан Билибина; 4 - Алучинский вулкан (данные автора); 5 - камафудитовая серия; 6 - вулканы Прикохтя; 7 - вулкан Пятимас; 8 - группа Анюйских вулканов

Таблица 58

Химический состав вулканитов Хулдчанского рифта Омолонского кратона

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50,31	46,93	51,68	45,56	44,55	54,38	49,16	40,55	44,98	73,30	74,09	70,65	76,40	41,68
TiO ₂	1,16	1,84	0,99	2,45	2,31	1,01	1,48	1,37	1,86	0,37	0,27	0,17	0,19	3,40
Al ₂ O ₃	17,25	17,32	16,77	15,31	17,87	15,78	17,46	13,25	15,41	13,31	13,11	12,54	9,72	6,12
Fe ₂ O ₃	6,27	4,54	5,20	7,23	1,98	2,23	1,97	1,88	3,18	3,13	1,86	1,64	0,38	4,80
FeO	4,09	5,38	6,45	4,90	8,02	7,46	8,99	9,06	6,97	0,79	0,72	2,66	3,34	7,30
MnO	0,16	0,18	0,15	0,19	0,11	0,14	0,19	0,18	0,12	0,05	0,03	0,16	0,10	0,18
MgO	3,52	5,03	3,16	6,45	4,42	4,53	2,93	6,48	9,35	0,23	сл.	0,32	0,91	15,80
CaO	9,69	10,97	8,66	9,60	7,95	6,85	4,90	13,31	8,23	сл.	0,98	2,30	1,58	8,70
Na ₂ O	3,12	2,93	3,05	2,75	1,88	3,30	4,15	3,36	3,22	4,36	2,69	2,16	2,33	2,10
K ₂ O	1,95	1,12	0,48	1,04	1,20	1,19	1,28	1,12	1,02	4,49	4,74	4,32	3,07	5,30
P ₂ O ₅	0,53	0,61	0,87	0,73	0,58	0,82	0,47	0,49	0,55	0,08	0,16	0,13	0,08	1,05
H ₂ O	0,57	0,78	0,48	0,60	0,49	0,69	0,55	0,13	0,44	0,00	0,62	0,27	0,00	0,40
Ппп	1,20	2,03	0,71	2,86	8,55	1,20	5,87	8,57	4,71	0,20	0,54	2,32	1,47	2,51
Сумма	99,82	99,66	99,65	99,67	99,91	99,58	99,40	99,75	100,04	100,31	99,75	99,64	99,57	-
Rb**	62	48	46	55	43	17	62	24	85	109	136	113	92	-
Sr	1014	932	916	856	645	176	499	614	261	64	113	86	770	-
Ba	598	724	460	234	249	155	239	311	934	110	410	371	509	-
Zr	159	221	182	317	311	156	232	201	197	543	227	168	181	-
Nb	21	46	27	41	54	27	26	28	14	35	26	27	18	-
La	55	43	61	47	46	47	60	53	58	83	73	60	58	-
Ce	64	56	64	47	49	29	59	51	88	93	72	78	61	-
Nd	50	43	55	35	44	30	42	43	56	56	50	47	45	-
Y	57	41	45	52	30	20	49	50	20	50	32	32	40	-

Примечание. 1 - эссексит-долерит (омолонский комплекс); 2-9 - базальты и андезитовые базальты (Малозельгахчанская толща); 10-13 - рнелиты и трахирнелиты (чагачанская свита); 14 - пикрит лампритовой серии (басс. р. Кегали). ** - рентген-радиометрическое определение

Терехова и др., (1989). Следует подчеркнуть, что из оломонского комплекса, видимо, следует выделить перидотиты, которые по данным этих авторов представлены оливином (60%), титанистым авгитом, щелочной роговой обманкой и биотитом. Это позволяет предположить, что данные перидотиты близки в лампроитоидам, обломки которых с близким минеральным составом, были найдены в басс. реки Кегали. Отсутствие изотопных характеристик не позволяет с полной определенностью отнести их к лампроитам, хотя для них свойственно высокое содержание Mg, низкое глинозема и высокое отношение K/Na (табл. 58, № 4, № 14).

Характеристика концентраций REE и RE эссексит-долеритов дана в табл. 57 (№ 5, 6), рис. 60, 61. Уровень концентраций REE обнаруживает удивительное сходство с распределением REE в породах камафугитовой серии (рис. 60). Базальтоиды Хуличанского рифта (табл. 58, № 4-9) разделяются на два типа – высокотитанистые и низкотитанистые, среди которых встречаются как высокомагнезиальные, так и высокожелезистые разновидности, близкие по составу к базальтам переходного типа (transitional). По характеру распределения REE они значительно обогащены легкими редкоземельными элементами Ba, Rb, Nb, но частично обеднены тяжелыми REE. В пределах рифта известна контрастная серия, представленная базальтами и риолитами (чагачанская свита) (табл. 58, № 10-13). Для риолитов свойственна особенность, проявленная для пород кислого состава контрастных серий – рафинированность в отношении элементов Co, Ni, Cr, частично Sr (табл. 58, рис. 62).

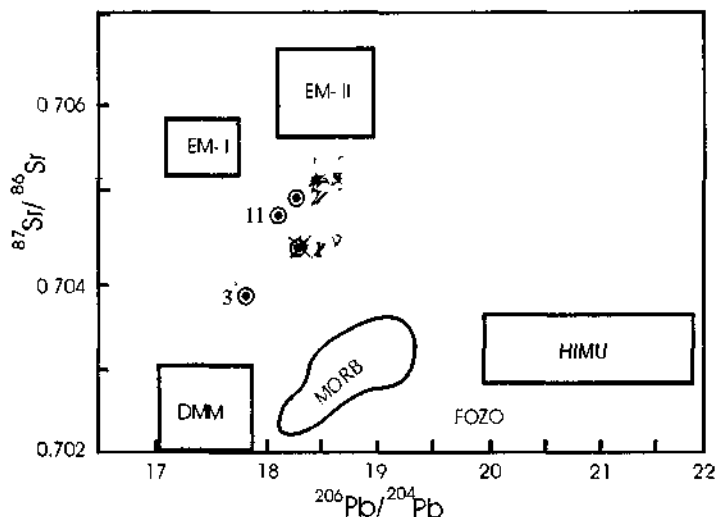


Рис. 60. Соотношения изотопов стронция и свинца в щелочных породах Омолонского кратона. Цифры на диаграмме соответствуют таковым в табл. 60

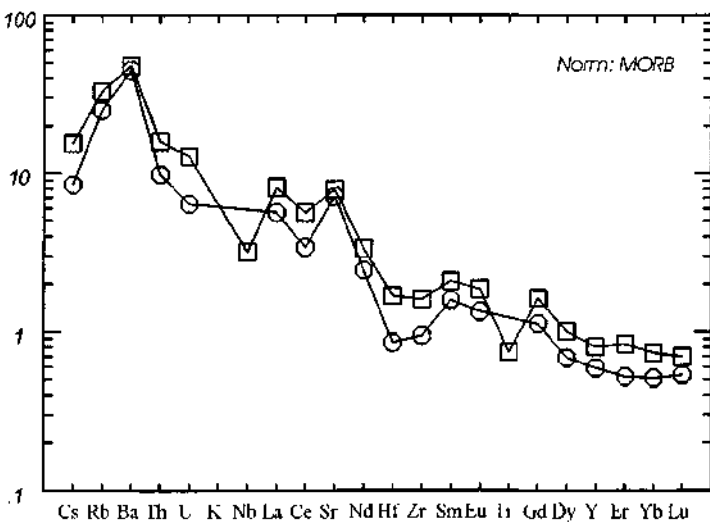
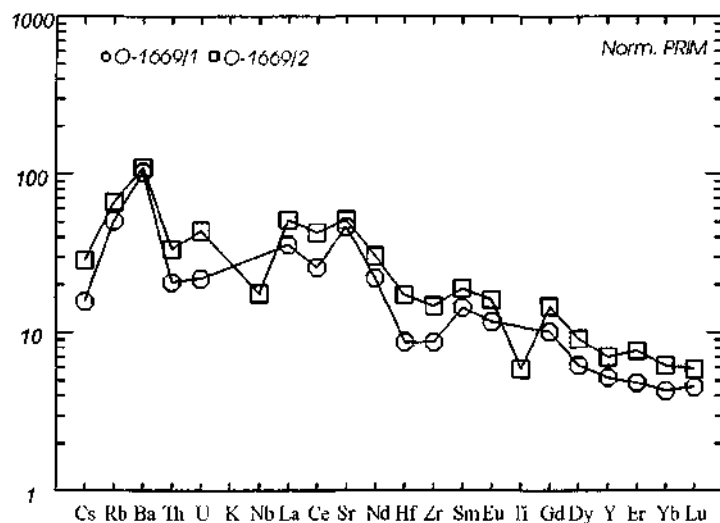


Рис. 61. График концентраций RE и REE в породах трахидолеритовой и эссекит-долеритовой серий Омолонского кратона

Шошонит-абсарокитовая серия пород, как отмечалось выше, встречается в Ненканской структуре в Олойской зоне северо-восточной части погруженного блока Омолонского кратона. Это сравнительно однообразные породы: лавы, брекчии лав с обломками подстилающих пород. Они относятся к оливин-пироксеновым породам, иногда с биотитом и керсутитовой роговой обманкой, погруженных в стекловатую основную массу, в которой

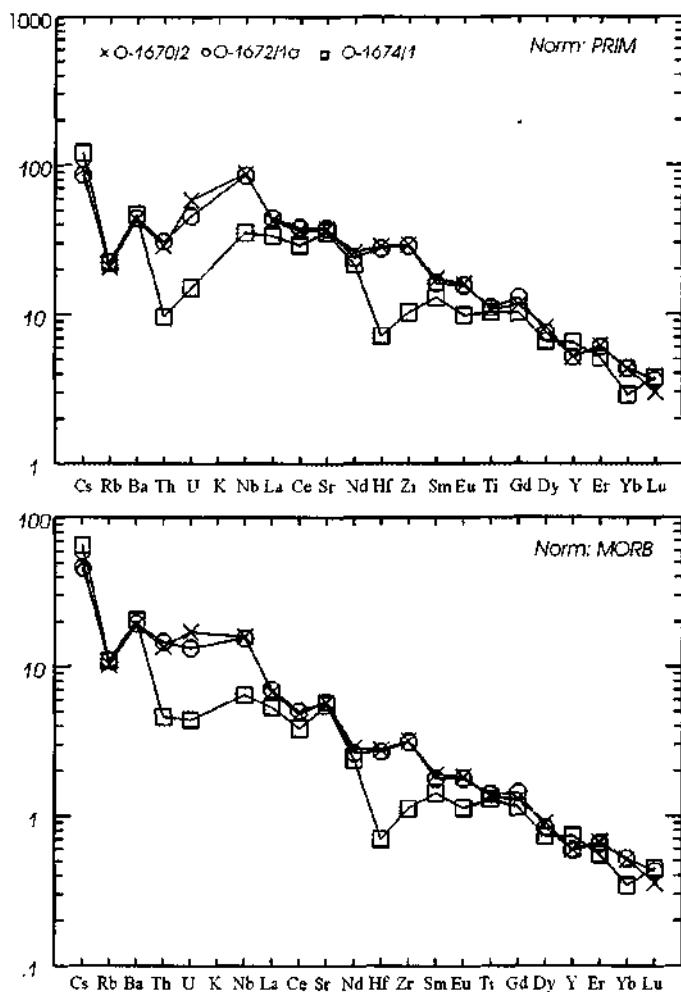


Рис. 62. График концентраций REE в породах Хуличанского рифта, нормированных к примитивной мантии и MORB

находятся микролиты оливина, пироксена и иногда иголки плагноклаза. Оливин, как правило, замещен, пироксен представлен высококальциевым титанистым авгитом, часто зональный, с железистостью 24-29 %. Химический состав пород этой серии представлен в табл. 59 (№ 1-10), из которой можно сделать вывод, что существуют значительные колебания по Mg (от 15,79 до 6,73 %), имеют высокую щелочность и, большей частью, наблюдается преобладание калия над натрием, что позволяет в целом отнести эту серию к калиевой.

Таблица 59

Химический состав (вес.%) и концентрации микроэлементов (г/т)
в вулканитах северной части Омолонского кратона (Ненканский грабен)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	46,30	46,60	49,10	47,73	49,92	47,93	50,98	50,89	51,45	47,00	51,21	49,16	49,68
TiO ₂	0,70	0,74	0,76	1,03	1,06	1,06	0,84	0,90	0,76	0,84	0,79	2,03	2,09
Al ₂ O ₃	11,22	10,83	12,78	12,13	13,16	12,34	14,84	13,75	13,18	12,13	15,85	16,16	15,59
Fe ₂ O ₃	3,61	4,53	2,34	4,36	4,18	3,56	4,13	4,48	2,54	2,41	2,75	1,72	3,94
FeO	6,91	6,11	8,14	6,56	5,19	7,66	6,93	5,36	7,24	8,03	7,69	8,87	7,09
MnO	0,20	0,18	0,17	0,22	0,15	0,18	0,15	0,19	0,16	0,19	0,15	0,18	0,12
MgO	14,71	15,79	8,99	11,07	9,20	10,03	8,84	8,46	7,38	6,73	7,20	7,05	7,93
CaO	9,40	8,56	8,99	9,97	10,03	9,70	8,41	6,65	8,21	14,53	6,63	7,22	6,98
Na ₂ O	1,35	1,12	2,43	2,12	3,37	2,94	3,73	3,96	3,38	1,78	3,95	4,23	3,64
K ₂ O	0,84	1,91	2,64	2,42	1,92	2,17	1,42	2,42	3,16	1,99	1,91	2,13	1,85
P ₂ O ₅	0,44	0,34	0,44	0,30	0,29	0,25	0,28	0,33	0,50	0,52	0,50	0,44	0,50
H ₂ O	1,05	1,47	1,27	0,51	0,52	0,70	н.о.	1,20	0,79	0,00	0,17	0,00	0,26
H ₂ O ⁺	0,65	0,43	0,61	0,47	0,35	1,00	н.о.	0,71	0,21	0,00	н.о.	н.о.	н.о.
Ппп	2,41	1,89	1,54	1,50	1,09	0,87	н.о.	1,13	1,00	3,45	0,85	0,90	0,68
Сум- ма	99,79	100,50	100,20	100,39	100,43	100,39	100,55	100,43	100,56	99,60	99,68	100,09	100,40
Ni*	480	390	181	170	150	256	191	240	250	54			
Co	60	40	40	35	45	30	34	28	37	25			
Cu	63	91	65	80	200	79	62	60	71	23			
Cr	230	180	150	270	210	160	240	48	130	180			
V	130	250	170	170	251	210	250	130	190	190			
B	14	21	19	18	15	13	21	13	17	28			
Sn	1	2	2	2	2	3	3	2	2	3			
Pb	2	2	1	1	2	н.о.	4	н.о.	11	6			
Zn	48	54	63	65	80	81	54	65	72	54			
Rb**	75	95	71	40	47	67	79	77	75	54	29	33	28
Sr	520	550	601	520	190	554	751	592	617	668	510	524	490
Ba	420	357	470	470	410	440	438	909	619	321	309	237	316
Zr	100	101	98	60	50	101	104	113	147	109	210	226	221
Nb	18	22	25	10	17	17	18	19	22	16	43	47	45
La	15	35	40	15	10	35	40	44	44	48	39	35	31
Ce	30	19	25	19	20	27	25	40	39	28	30	37	34
Nd	20	28	29	20	25	27	34	49	46	33	23	19	23
Y	20	39	35	30	30	30	54	37	41	35	35	31	30

Примечание. 1-10 - породы раннемелового щелочного комплекса Олойского блока; 11-13 - базальты Алучинских вулканов. * - определения количественным спектральным методом (ДВГИ ДВО РАН), ** - определения рентген-радиометрическим методом (ИХ ДВО РАН).

Возраст пород на основании К-Аг метода определяется как ранний мел (136 ± 4 млн лет). Состав REE и характер распределения даны в табл. 57, рис. 63.

Комплекс четвертичных оливиновых базальтов представлен вулканами Анюйской, Алучинской групп, а также отдельными вулканами – Билибина и Пятистенным, которые приурочены к системы разломов в Олойской зоне (рис. 56). Кроме того, известен Кедонский вулкан, который расположен в центре Кедонского блока Омолонского свода.

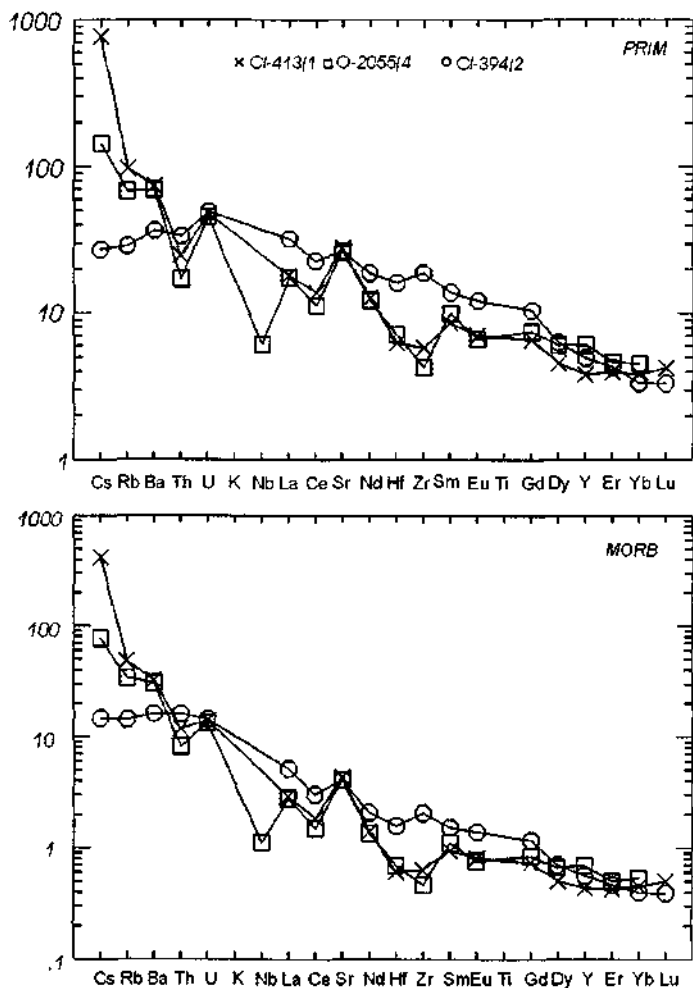


Рис. 63. График концентраций REE и REE в породах шоннит-абсорокитовой серии (CI-413/1 и O-2055/4) и четвертичных базальтах Алучинского вулкана (CI-394/2)

Анхойско-Алущинская группа вулканов хорошо изучена [Грачев, 1999; Котарко, Евдокимов, 1999, и др.]. Даны отдельные петрохимические и геохимические характеристики этих вулканов. Проанализированы и изотопные отношения (Sr, Nd, Yb), что позволило А.Ф.Грачеву отнести их к производным мантийных плутов.

Наши данные по составу базальтов Алущинской группы вулканов (табл. 59, № 11-13) по REE и изотопии (табл. 57, 60, рис. 59) Sr, Nd близки к результатам, представленным А.Ф.Грачевым (1999). Помимо этого, нами проанализированы и изотопные соотношения свинца, что дало возможность рассмотреть эволюцию изотопных отношений в магматических породах Омолонского кратона от ранней юры до четвертичных базальтов (табл. 60, рис 60).

Таблица 60

Изотопный состав щелочных пород Омолонского кратона

Место, серия, комплекс, порода	Возраст, млн лет	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Олейский блок						
Камафугитовая серия 1 Вt-Px-Ol пикриты	178±10 (Вt)	0,512927	0,704283	18,276	15,561	38,008
Шошонит-абсарокитовая серия 2 Абсарокит	136±4	-	0,704758	18,378	15,562	38,075
Щелочно-базальтовая серия 3 Щелочной оливниновый базальт Алущинский вулкан	Q ₂₋₄	0,512916 0,512979	0,703869	17,785	15,487	37,473
4 тоже	Q ₂₋₄	0,513006	0,703512	-	-	-
5 тоже	Q ₂₋₄	0,512986	0,703589	-	-	-
6 тоже	Q ₂₋₄	0,512985	0,703618	-	-	-
7 Щелочной оливниновый базальт, Анхойский вулкан	Q ₂₋₄	0,512827	0,704485	-	-	-
8 тоже	Q ₂₋₄	0,512860	0,704346	-	-	-
9 тоже	Q ₂₋₄	0,512902	0,703796	-	-	-
10 Вулкан Пятистенный	Q ₂₋₄	0,512884	0,704106	-	-	-
Омолонский свод						
Хуличанский рифт, омолонский комплекс 11 Эссексит	150±5	-	0,704758	18,215	15,523	37,863

Примечание. Данные с 4 по 10 по А.Ф. Грачеву [1999] Определение возраста (Вt) – по биотиту, остальные – по породе (аналитик М.М. Аракселянц, г. Москва, ИГЕМ РАН) Изотопные определения проводились в различных институтах РАН – г. Москва, Иркутск (см. предисловие)

Анализируя изотопные соотношения стронция, свинца и неодима с учетом петрологических, изотопно-геохимических и структурно-морфологических признаков по мантийным плюмам (Грачев, 1998, 2000), можно с полным основанием отнести высококалийевые, высокомагнезиальные породы камафугитовой серии ранней юры и щелочные породы поздней юры и раннего мела, а также четвертичные щелочные базальты к производным плюмового вулканизма.

В виду отсутствия изотопно-геохимических данных по ультраосновным породам (пикриты, ультрабазиты) позднего палеозоя в Рассошинском блоке, а также по четвертичным базальтам Кедонского вулкана в пределах Кедонского блока Омолонского свода, трудно идентифицировать с полной уверенностью эти образования как плюмовые. Имеющиеся анализы, особенно по ультрабазитам Рассошинского блока [Терехов и др., 1984] дают возможность условно предполагать, что они имеют глубинные источники.

Таким образом, можно считать, что плюмовый вулканизм на Омолонском кратоне развивался длительно и оказывал влияние на характер магматизма и геодинамический режим этого региона. Это важно, так как этот регион представляет собой район сочленения или разрыв Северо-Американской и Евразийской плит [Натальин, 1984; Богданов, 1995; Грачев, 1999; и др.].

Анализ изотопных данных щелочных пород Омолонского кратона (табл. 60) показывает, что мезозойские вулканы по соотношению изотопов стронция, неодима и свинца из различных разобщенных мест и на протяжении большого промежутка времени (ранняя юра – мел) обладают удивительным однообразием, что позволяет предполагать единый глубинный источник расплавов, каким является EM-1. Можно предполагать, что этот плюмовый источник на протяжении более 50 млн лет генерировал расплавы с минимальным влиянием коровой контаминации (рис. 60).

Для молодых четвертичных базальтов намечается влияние деплетированной мантии и, как показывают результаты по изотопии неодима (табл. 60, рис. 59), это существенно для Алучинской группы базальтов. Сопоставление базальтов вулканов Омолонского кратона с вулканами обширной территории Северо-Востока России (о-ва Де-Лонга, Момской рифтовой системы – вулкан Балаган-Тас, Прихотья и др.) выявляет удивительные особенности – близость петрохимических и изотопно-геохимических составов [Грачев, 1999] (рис. 64). Это наводит на предположение, что все они имеют генетический "код", что возможно определяет принадлежность их к образованиям плавления вещества мантийного плюма или плюмов. Близость к границе Евразийской и Северо-Американской плит, а также к району, где предполагается "прохождение" срединно-океанического хребта Гаккеля в пределы кратонических блоков Северной Азии, в связи с чем возникает геодинамическая обстановка типа Афарского варианта [Грачев, 1999; Богданов и др., 1995] со всеми возможными последствиями – вулканизм, спрединг, сейсмичность, сдвиги и сосдвиговые рифты и т.д. (рис. 64). Этим можно объяс-

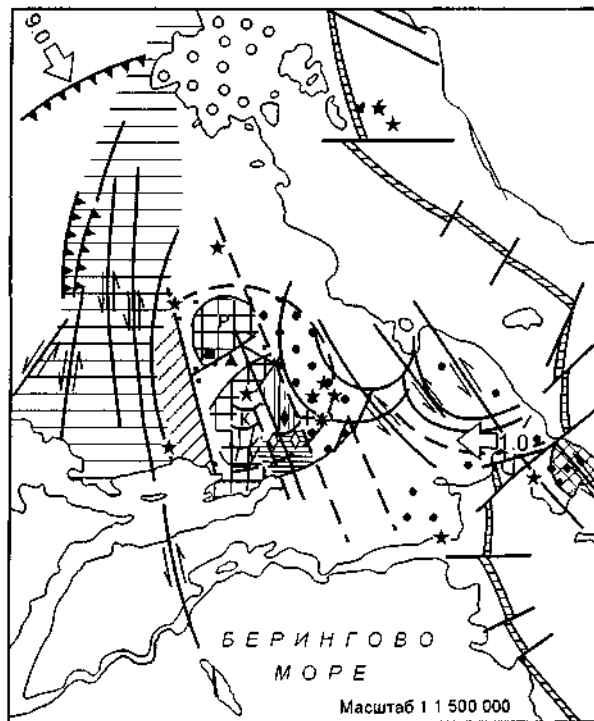
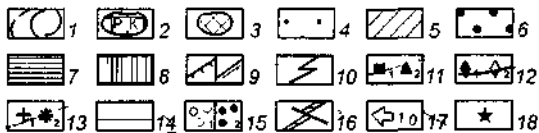


Рис. 64. Схема расположения центров щелочного основного магматизма оломонского кратона и его складчатого обрамления [Имаев и др., 1984; Кораго, Евдокимов, 1999, Богданов и др., 1995; с добавлениями автора]

1 – Мегасвод Омолонского массива и его обнаженные и погруженные блоки и структурные элементы; 2 – Рассошинский и Кедонский блоки; 3 – Эскимосский кристаллический массив, 4 – Долманская и Корколонская зоны; 5 – Складчатое обрамление; 6 – Олойский блок погруженной части Омолонского кратона; 7 – Гижигинская межглыбовая зона; 8 – Хуличанский рифт; 9 – Надвиги и сдвиги; 10 – Активные разломы; 11-13 – Центры проявления щелочного магматизма; 14 – Сейсмический пояс хр. Черского; 15 – Область рассеянной сейсмичности: 1) в море Лаптевых, 2) эпицентры на суше; 16 – Кайнозойские рифты на шельфе; 17 – Направление и



скорость движения литосферных плит, см/год, 18 – Центры позднекайнозойского вулканизма (в том числе, голоценового)

нить рассеянный позднемиоценовый – голоценовый вулканизм на обширной площади Севера Азии и, в частности, на Омолонском и Восточно-Чукотском (Эскимосском) кристаллических массивах и многочисленные проявления щелочного вулканизма – от пикритов и ультракалиевых основных и ультраосновных комплексов до щелочных гранитов и комендитов – в позднем мезозое, до щелочных базальтов – в позднем миоцене и голоцене [Апт, 1994; Кораго, Евдокимов, 1999; Грачев, 1999; и др.].

Глава 6

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Среди большого разнообразия структурных элементов окраинных и внутриконтинентальных поясов Востока Азии наиболее высокой рудоносностью отмечаются вулкано-купольные, интрузивно-экструзивные и магматогенно-купольные поднятия. В последних выделяются моногенные и полигенные структуры. Как правило, для последних свойственны длительность развития (50-100 млн. лет), многостадийность проявлений и совмещение корового и глубинного магматизма (от ультраосновного щелочного до гранитоидного).

Такие структуры имеют глубинные корни, хорошо фиксируемые геофизическими методами, зоны разуплотнения в земной коре и уходящие глубоко в мантию [Лишневикий, 1980; Глубинные, 1992; и др.]. Для них свойственна высокая рудоносность. Это так называемые рудно-магматические системы, изучению которых посвящены исследования петрологов, геофизиков, рудников и геохимиков [Власов, 1979; Романовский, 1987; Томсон, 1988; и др.].

Формирование РМС проходило в сложной геодинамической обстановке, характеризующейся гетерогенным строением структур основания. Приуроченность к мантийным неоднородностям и зонам разуплотнения позволяет считать, что их организация связана с глубинными процессами, которые на протяжении десятков и даже сотен млн. лет определяли устойчивый профиль магматизма и оруденения. Геофизические исследования глубинных корней рудно-магматических структур независимо от профиля рудоносности показывают, что они характеризуются уровнями глубинности организации вещества (рис. 65). Верхняя часть, сводовое поднятие, обусловленное интрузивным внедрением – наличием скрытых магматических тел (криптобатолитов), апикальные части которых представлены гранитоидными интрузиями. По периферии сводов структуры вдоль разломов проявлены более глубинные интрузии. Это могут быть габбро-монцодиорит-гранитный дифференцированный комплекс, а также более ранние внедрения, представленные щелочно-ультраосновными и основными фазами – породами лампроитовой, шошонит-абсарокитовой или пикрит-щелочно-базальтовой сериями и т.д. Таким образом, выявляется мантийный фактор, влияющий на характер становления магматической системы и их рудный профиль. Этим фактором может быть мантийный плом, насыщенный глубинными флюидами.

Предполагается, что геофизически установленные неоднородности (гравитационные, магнитные и др.) в пределах таких структур связаны с

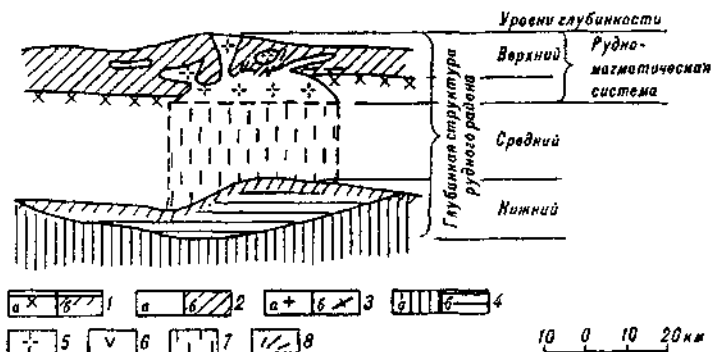


Рис. 65. Схема глубинного строения рудно-магматической системы (МС) (Глубинное, 1992).

1 – граница: а – консолидированной коры, б – МОХО; 2 – слои земной коры: а – консолидированной, б – чехла; 3 – кристаллический фундамент: а – гранитоидный, б – метаморфический; 4 – плотность мантии: а – нормальная (стандартная), б – аномальная (разуплотненная); 5 – гранитоидные тела; б – вулканоструктуры; 7 – магмопроницаемый канал; 8 – рудные тела

воздействием процессов тектоно-магматической активизации и внедрением глубинных расплавов, насыщенных флюидами.

Анализ рудно-магматических систем оловоносных, золотоносных и других в рудных районах, а также областей активизации древних кратонов (Центрального Алдана, Кольского п-ва и т.д.) показывает, что для них характерны общие закономерности: приуроченность рудных районов к аномальным участкам земной коры и мантии и общие принципы преобразования глубинной структуры, связанной с потоком мантийных флюидов поднимающегося плюма.

Типовые рудные районы детально исследовались геофизическими методами (сейсмическими, гравиметрическими, магнитометрическими и др.) на территории Дальнего Востока и Восточной Сибири России, Западных штатов США [Глубинные..., 1992; Романовский, 1987; Лишневецкий, 1980; Kutina, Hildenbrandt; и др.]. Выявлено определенное строение литосферы и построены типовые геофизические модели, по которым можно сделать ряд выводов [Глубинные..., 1992]. Так, по данным сейсмических исследований в подошве литосферы выделяется инверсная граница, которая является кровлей низкоскоростного астеносферного слоя. В литосфере также отмечаются инверсные границы, которые указывают на существование низкоскоростных зон в земной коре и в верхней мантии. При этом, как указывают исследователи, эти разуплотнения уходят корнями в мантию на 80-100 км, т.е. в область генерации основных расплавов. Эта "сквозная" зона, вполне вероятно, инициирована потоком тепла. Данные по Амурской мегаструктуре показывают, что подъем поверхности Мохо достигает 20-30 км и

наблюдаются высокие температурные градиенты, особенно в рифтовой зоне и впадинах (Сунляо).

Учитывая глубинное строение на примере Амурской мегаструктуры и ее связь с зонами генерации глубинных расплавов, можно предположить, что подток "разогретых" расплавов определял развитие центров проявления не только ультраосновного и щелочно-базальтового вулканизма, но и более кислых расплавов – высокомагнезиальных андезитов, которые известны во многих грабенах и рифтах. Более того, учитывая особенности геологического строения многих РМС, сложенных, главным образом, кислыми расплавами, но также присутствующих здесь ультраосновных и основных щелочных (лампроитов, пикрит-щелочно-базальтовых) магматических образований, проявляющихся как в раннюю стадию, так и в завершающую, можно сделать вывод, что развитие РМС инициировано глубинным источником. Изотопно-геохимические данные (Sr и Nd изотопия) и спектр REE по наиболее изученным нами РМС (Баджальской, Комсомольской и др.) показывают, что существует (на уровне геохимических данных) связь с глубинными источниками. Геофизические исследования подтверждают это и позволяют нам предполагать плывовую природу долгоживущих и длительно развивающихся РМС, например, как Баджальская, для которой свойственно наличие суперкрупных концентраций металлов – олова, вольфрама и др.

Как уже отмечалось выше, носителями тепла и обеспечивающими массоперенос могут быть флюиды. Детальное изучение флюидного режима магматических образований во многих разнопрофильных рудных районах (Баджальском, Комсомольском, Омсукчанском, Кольымском и т.д.) показало, что РМС отличаются наиболее высоким проявлением газовой фазы при становлении интрузии и формировании РМС [Моисеенко, Сахно, 1982, 1976, Сахно и др., 1994; Полин, 1986; и др.]. При этом, для каждой РМС, отличающейся рудным профилем, характерны соотношения флюидов, их степень окисленности-восстановленности. Систематические исследования состава газов как в интрузивных, так и гидротермальных породах, с которыми непосредственно связано оруденение, проведенное на многих РМС Дальнего Востока, позволило сделать вывод о приемственности флюидной фазы в магматической и предрудной стадиях вплоть до инверсии, когда наблюдается отложение металлов [Моисеенко, Сахно, 1976, 1982; Максимов, 1982; и др.]. Было выявлено, что наиболее объемные месторождения отличаются наиболее объемной флюидонасыщенностью предрудной магматической фазы [Моисеенко, Сахно, 1982]. В последние годы получено большое количество данных о роли галогенов (фтора и хлора) в рудном процессе благодаря разработкам новых методик экспрессного определения этих газов в магматических породах. Роль флюидов в генерации и переносе вещества, в том числе и рудного, доказана экспериментальными и термодинамическими работами.

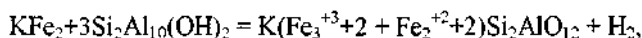
Методика изучения

Изучению режима флюидов и особенно галогенов в петро- и рудогенезе уделяется большое внимание в исследованиях российских и зарубежных ученых. Эта проблема разрабатывается на основе экспериментов, термодинамическими исследованиями, изучением состава газовой фазы включений термобарометрическим методом. Проводится изучение особенностей распределения газов в магматических и гидротермальных породах с применением современных определений газов на основе газовой хроматографии термическим вскрытием включений в минералах, стеклах и ионно-селективными электродами [Бушляков, Холодов, 1984; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.]. В последние годы определение галогенов в магматических породах стало возможным по составу биотитов, роговых обманок и апатитов. Это позволило получить огромный материал по магматическим комплексам рудных районов, выявить определенную закономерность режима флюидов в рудно-магматических системах РМС. Методическая сторона газового анализа хроматографическим методом достаточно обоснована [Летников, Шкарупа, 1977; Моисеенко, Сахно, 1976; Моисеенко, Сахно, 1982]. Статистический материал по разнопрофильным РМС позволил выявить особенности флюидного режима континентальных и океанических структур [Моисеенко, Сахно, 1982; Сахно, Мартынов, 1990; и др.].

Наиболее важным среди общего анализа флюидного режима является характер поведения галогенов в магматическом и рудном процессах. Роль галогенов во многом определяет петрогеохимический профиль и металлогеническую специализацию магматизма. Определение галогенов, и особенно фтора и хлора, в высокотемпературных магматических и гидротермальных системах стало экспрессным благодаря возможности анализа этих газов в гидроксилсодержащих минералах, которые свойственны как магматическим, так и гидротермальным породам в общей эволюции РМС. Наиболее индикаторным минералом, определяющим роль галогенов при кристаллизации и гидротермальной стадии эволюции РМС, является биотит, минерал широко распространенный как в высокотемпературных магматических системах, так и на уровне низкотемпературных гидротермалитов. т.е. появилась возможность определения режима фтора и хлора в широких пределах температур и давления [Сахно и др., 1994; и др.].

Теоретическое обоснование индикаторной роли галогенов на основе изучения биотитов дано в работах Дж. Муноза [Munoz, 1984]. А. Гунов, С. Лудингтон и Дж. Муноз (Cunow et al., 1980) и впервые, на примере молибденового месторождения Хендерсон, штат Колорадо, США, они попытались показать, что существует взаимосвязь между содержанием и соотношением фтора и хлора в биотитах и металлогенической специализацией гранитоидных расплавов. Была показана возможность использования OH-F-Cl при объемных реакциях во флюидной фазе в биотите и расплавах. Ве-

личина замещения галогенов в гидроксильной группе слюдов зависит от таких важных факторов, как активность ионов галогенов или ассоциированных кислот (HCl, HF), от катионов октаэдрической позиции; от температур гидроксил-галогенового замещения при посткристаллизационном выщелачивании или обогащении при участии флюидов. Действие этих факторов в большей степени определяет состав слюдов в дорудных и пострудных процессах, т.е. характеризует окислительно-восстановительные условия. Состав слюдов и соотношение галогенов – взаимосвязанные процессы. Соотношение Mg и Fe, т.е. миналы слюдов, отражают эти условия. Непременным условием при расчете фугитивности H₂O, H₂, F и Cl должно быть появление свободной фазы в виде окисного минерала – магнетита в равновесии с биотитом, на том основании, что при использовании реакции окисления-восстановления аннита (в ассоциации биотит-калиевый полевоид шпат и магнетит):



аннит может содержать не более 10% октаэдрического Fe³⁺ [Hazen, Wones, 1972]. Окисление Fe²⁺ сопровождается потерей H₂, а в гидроксильной группе происходит переход OHRO²⁻, что отражается дефицитом состава в позиции гидроксильной группы. Однако, окисление Fe²⁺ не может объяснить весь дефицит в гидроксильной группе. Альтернативным объяснением может быть не окисление, а отрицательная корреляция между значимостью всех катионов октаэдрической и тетраэдрической позиций и гидроксильной группы, а вариация OH/O реагирует к позиции этих катионов в виде R³⁺ + H⁺ = Si⁴⁺ [Forbes, 1972]. В связи с этим, оценка соотношений OH к фтору и хлору в гидроксильной группе в виде OH = F и OH = Cl выявляет специфику кристаллизации природных биотитов и параметры устойчивости минеральных ассоциаций. Примером может быть устойчивость биотитов различной железистости (Mg/Fe соотношений) при определенной фугитивности F, OH, Cl. Такие соотношения были получены при экспериментальном изучении биотитов и подтверждены эмпирически по природным слюдам [Munoz, 1984].

Пересчет биотитов на миналы Xsid = [(3-Si/Al)/1,75] [1-XMg] и Xanm = 1-(XMg + Xsid) в точности соответствует равновесию синтетических растворов флогопит-аннит-сидерофиллит по Дж. Мунозу [Munoz, 1984], что позволило Дж. Бримхолду и Д.Крерару [Brimhall, Crerar, 1987] использовать их при анализе на месторождениях различного состава в зависимости от состава гранитных плутонов [Сахно и др., 1994; и др.]. Равновесия с определением аннитовой и сидерофиллитовой составляющих и предложенным эмпирическим уравнением [Munoz, 1984] дают возможность на основе данных по составам биотитов определить фугитивности фтора, хло-

ра, OH , H_2O и H , их соотношений в магматических и гидротермальных породах РМС различного петрогеохимического профиля. Это раскрывает возможности изучения эволюции флюидного режима галогенов и других газов как в рудных, так и безрудных магматических структурах. Более того, количественная оценка фугитивности этих газов, на примере известных промышленных РМС, позволяет выявлять критерии оценки рудной перспективности гранитоидных плутонов. Такие исследования были проведены на различных РМС Дальнего Востока: оловоносных, золотоносных, молибденосных, меднопорфировых и т.д. (табл. 61, 62, 64, 66, 68); [Сахно и др., 1994; Сахно, 1994].

Таблица 61

**Основные геологические и петро-геохимические характеристики
и Баджальской рудно-магматической системы**

Этапы, фации	1 этап	2 этап	3 этап
Ассоциации, серни	Андезит-базальт-дацитовая (гранодиоритовая)	Гранодиорит-гранитная и дацит-липаритовая	Моноц-габбро-гранодиоритовая
Комплексы, массивы	Лакский	Баджальский	Силинский
Структура	Прогибы	Купола, кальдеры	купола
SiO_2	55-66	71-77	57-74
K/Na	0,3-0,8	0,7-1,4	0,4-1,2
Al/K+Na+Ca	2	1,5	1,5
$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	низкое	низкое	низкое
Темноцветные минералы	$\text{Hyp} + \text{Px} + \text{Ilm} \pm \text{Bi} \pm \text{Mt} \pm \text{Hb} \pm \text{Gr}$	$\text{Hyp} + \text{Px} + \text{Ilm} \pm \text{Bi} \pm \text{Hb} \pm \text{Gr}$	$\text{Hyp} + \text{Px} + \text{Ilm} \pm \text{Gr} \pm \text{Bi} \pm \text{Hb} \pm \text{Tu}$
Акцессорные минералы	$\text{Muss} + \text{Cor} + \text{Sil} + \text{C}$	$\text{Ort} + \text{Ap} + \text{Zr} \pm \text{Fl}$	$\text{Ort} + \text{Tu} + \text{Gr} + \text{Ap}$
Микроэлементы	высокое; $\text{Cr, Ni, Cu, Sn, Pb}$	$\text{Sn, Pb, Cu, Ag, Zn, B, V, Ni}$	$\text{B, Cr, Ag, Cu, Sn, Pb}$
$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	0,7065-0,7082	0,7084-0,7089	0,7065
$\log f\text{O}_2$	-14,1-15,0	-14,0-17,5	-12,5-14,8
Параметры газового режима			
V ($\text{cm}^3 10^3$)	8	4	10
C/H	0,8	1,2	0,7
CO/CO_2	0,9	0,7	1,2-2,2
F/Cl	-	0,8-2,7	0,2-0,7
Рудная специализация, формационный тип		W, Sn – грейзеновый; Kst – хлоритовый и Kst – с бором и фтором	

Состав биотитов, формульные значения и параметры флюидного режима магматических комплексов Баджальской РМС

	1	2	3	4	5*	6*	7*	8*	9	10
состав биотитов										
SiO ₂	35,21	35,31	35,10	36,40	35,11	35,23	36,62	34,62	35,82	35,56
TiO ₂	4,78	5,33	5,01	4,92	5,26	5,82	5,10	4,25	4,54	3,96
Al ₂ O ₃	15,34	13,66	13,67	14,34	13,00	13,78	14,70	13,41	14,82	15,26
Fe ₂ O ₃ <i>отн</i>	25,34	24,49	26,33	23,24	0,00	0,00	0,00	0,00	25,51	24,70
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	25,04	21,87	18,04	26,53	0,00	0,00
MnO	0,68	0,25	0,49	0,20	0,39	0,23	0,11	0,45	0,31	0,32
MgO	5,83	6,65	5,29	7,62	5,19	9,65	10,13	4,82	6,28	7,35
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,68	0,06	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,11	0,46	0,40	0,49	0,24	0,27	0,46	0,25	0,25	0,11
K ₂ O	9,71	9,24	9,32	9,40	8,50	7,20	7,46	8,35	9,45	9,81
F	0,86	1,72	1,32	1,51	0,60	0,48	0,35	0,69	1,07	0,57
Cl	0,19	0,23	0,20	0,26	0,00	0,00	0,00	0,20	0,20	0,20
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	2,68	4,41	4,39	3,94	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00
Сумма	98,05	97,34	97,13	98,38	99,15	100,06	99,71	99,75	98,25	97,84
формульные значения биотитов										
Si	2,822	2,873	2,880	2,897	2,877	2,769	2,855	2,848	2,860	2,816
Al ^{IV}	1,178	1,127	1,120	1,103	1,123	1,231	1,145	1,152	1,140	1,184
Al ^{VI}	0,271	0,183	0,203	0,242	0,133	0,046	0,206	0,149	0,255	0,240
Ti	0,288	0,326	0,309	0,294	0,324	0,344	0,299	0,263	0,273	0,236
Al	1,449	1,310	1,322	1,345	1,256	1,0277	1,351	1,300	1,395	1,424
Fe ₂ O ₃	1,698	1,667	1,807	1,5247	0,165	0,026	0,134	0,141	1,704	1,636
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	1,716	1,438	1,176	1,825	0,00	0,00
Mn	0,046	0,017	0,035	0,013	0,027	0,015	0,007	0,031	0,021	0,021
Mg	0,696	0,806	0,647	0,904	0,634	1,131	1,177	0,591	0,747	0,867
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,040	0,057	0,005	0,000	0,000	0,000
Na	0,018	0,073	0,064	0,076	0,038	0,041	0,070	0,040	0,039	0,017
K	0,993	0,959	0,976	0,954	0,889	0,722	0,742	0,876	0,963	0,991
OH	1,756	1,526	1,630	1,585	1,844	1,881	1,914	1,820	1,703	1,830
F	0,218	0,443	0,343	0,380	0,156	0,119	0,086	0,180	0,270	0,143
Cl	0,026	0,032	0,028	0,035	0,000	0,000	0,0000	0,000	0,027	0,027
f	0,709	0,674	0,736	0,631	0,682	0,554	0,473	0,714	0,695	0,653
Al ^f	0,217	0,197	0,199	0,201	0,189	0,192	0,202	0,194	0,208	0,211
параметры флюидного режима по составу биотитов										
X _{Phl}	0,232	0,269	0,216	0,301	0,211	0,377	0,392	0,917	0,249	0,289
X _{And}	0,415	0,267	0,318	0,337	0,209	0,057	0,250	0,239	0,382	0,341

Продолжение табл 62

	1	2	3	4	5*	6*	7*	8*	9	10
$X_{\text{анн}}$	0,353	0,464	0,467	0,361	0,579	0,566	0,358	0,564	0,369	0,370
F %	0,86	1,72	1,32	1,51	0,60	0,48	0,35	0,69	1,07	0,57
Cl %	0,19	0,23	0,20	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,20
$\log X_{\text{FeCl}}$	0,923	1,145	1,091	1,036	0,000	0,000	0,000	0,000	1,00	0,724
$\log F/\text{OH}$	-0,907	-0,537	-0,677	-0,620	-1,073	-1,199	-1,347	-1,005	-0,800	-1,107
$\log f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}$	1,666	1,448	1,636	1,358	0,000	0,000	0,000	0,000	1,603	1,557
$\log f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}$	3,648	3,352	3,423	3,456	3,857	4,179	4,302	3,747	3,568	3,928
$\log f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}$	-1,982	-1,905	-1,787	-2,097	0,000	0,000	0,000	0,000	-1,965	-2,371
$\ln f_{\text{H}_2}$	-0,708	-1,054	-0,618	-1,268	-0,601	-1,448	-2,100	-0,429	-0,778	-0,764
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20*
состав биотитов										
SiO ₂	35,21	34,15	34,70	35,18	36,47	36,81	35,80	36,30	36,30	34,40
TiO ₂	2,47	3,73	4,30	2,91	4,90	4,59	4,76	4,88	3,38	3,35
Al ₂ O ₃	14,82	15,96	12,88	15,61	14,4	14,89	15,05	15,13	16,12	13,95
Fe ₂ O ₃ обш	2,94	32,41	4,61	3,22	0,39	20,52	16,34	19,29	22,31	5,50
FeO	28,23	0,00	27,36	24,63	20,66	0,00	0,00	0,00	0,00	25,31
MnO	0,56	0,65	0,45	0,66	0,23	0,11	0,06	0,11	0,45	0,55
MgO	2,30	0,15	3,72	4,44	9,76	10,21	13,75	11,32	9,40	4,65
CaO	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11
Na ₂ O	0,24	0,06	0,16	0,19	0,41	0,23	0,31	0,36	0,11	0,14
K ₂ O	7,78	9,45	7,03	7,79	8,83	9,63	9,32	9,44	9,76	7,63
F	1,34	1,13	0,71	1,22	0,66	0,41	1,83	0,60	0,16	0,99
Cl	0,00	0,039	0,00	0,00	0,00	0,52	0,18	0,12	0,05	0,00
H ₂ O ⁺	1,19	0,00	04,49	4,36	3,05	0,00	0,00	0,00	0,00	3,43
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,08	98,08	100,41	100,44	99,80	97,92	97,40	97,55	98,04	100,01
формульные значения биотитов										
Si	2,925	2,856	2,845	2,865	2,853	2,854	2,744	2,795	2,796	2,798
Al ^{IV}	1,075	1,142	1,155	1,135	1,147	1,146	1,256	1,205	1,204	1,202
Al ^{VI}	0,376	0,432	0,089	0,363	0,184	0,215	0,104	0,169	0,259	0,135
Ti	0,154	0,235	0,265	0,178	0,288	0,268	0,274	0,283	0,196	0,205
Al	1,4151	1,574	1,245	1,498	1,331	1,361	1,360	1,373	1,463	1,337
Fe ₂ O ₃	0,184	2,268	0,284	0,197	0,023	1,331	1,047	1,242	1,437	0,337
FeO	1,961	0,000	1,876	1,677	1,352	0,000	0,000	0,000	0,000	1,722
Mn	0,039	0,046	0,031	0,046	0,015	0,007	0,039	0,007	0,029	0,038
Mg	0,285	0,019	0,454	0,539	1,138	1,180	1,571	1,299	1,079	0,564
Ca	0,000	0,000	0,000	0,020	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,010
Na	0,039	0,010	0,025	0,030	0,062	0,035	0,046	0,054	0,016	0,022
K	0,825	1,009	0,735	0,809	0,881	0,953	0,911	0,927	0,959	0,792

Окончание табл. 62

	1	2	3	4	5*	6*	7*	8*	9	10
OH	1,648	1,646	1,816	1,686	1,837	1,831	1,533	1,838	1,954	1,745
F	0,352	0,299	0,184	0,314	0,163	0,101	0,444	0,146	0,039	0,255
Cl	0,000	0,055	0,000	0,000	0,000	0,068	0,023	0,016	0,007	0,000
f	0,807	0,992	0,717	0,695	0,538	0,530	0,400	0,489	0,571	0,657
Al	0,213	0,234	0,186	0,221	0,199	0,202	0,203	0,205	0,216	0,198
параметры флюидного режима по составу биотитов										
X _{PH}	0,095	0,006	0,151	0,180	0,379	0,393	0,524	0,433	0,360	0,188
X _{SH}	0,679	0,857	0,151	0,594	0,228	0,260	0,099	0,191	0,331	0,219
X _{AM}	0,226	0,137	0,698	0,266	0,393	0,346	0,377	0,376	0,309	0,593
F %	1,34	1,13	0,71	1,22	0,66	0,41	1,83	0,60	0,16	0,99
Cl %	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,52	0,18	0,12	0,05	0,00
log X _{F/Cl}	0,000	0,735	0,000	0,000	0,000	0,172	1,286	0,960	0,746	0,000
log F/OH	-0,670	-0,741	-0,994	-0,730	-1,052	-1,258	-0,538	-1,100	-1,700	-0,835
log f _{H2O} /f _{HCl}	0,000	1,748	0,000	0,000	0,000	0,955	1,097	1,508	2,036	0,000
log f _{H2O} /f _{HF}	3,204	3,137	3,705	3,375	3,997	4,212	3,671	4,112	4,601	3,572
log f _{HF} /f _{HCl}	0,000	-1,390	0,000	0,000	0,000	-3,257	-2,574	-2,604	-2,565	0,000
ln f _{H2}	-0,378	0,346	-0,459	-0,937	-1,535	-1,547	-2,619	-1,790	-1,139	-0,744

Примечание. Баджальский комплекс: 1 – гранит-порфир; 2 – экструзивные липариты. Гербинская фаза: 3 – покровные липариты Гербинская фаза; 4 – экструзивные липариты, Гербинская фаза; 5 – липарит, экструзия Аникского “массива”. Урмийская фаза; 6 – дацит. Арокотская фаза. 7 – андезит-дацит, Арокотская фаза; 8 – гранит, Олгосинский массив; 9 – гранит, Утанакский массив; 10 – гранит, Сюнгачанский массив, 11 – гранит, Верхне-Урмийский массив; 12 – гранит, Верхне-Урмийский массив; 13 – гранит-порфир, Ярапский массив; 14 – гранит, Сюнгачанский массив; 15 – дацит, экструзия, хр. Джаки; 16 – гранодиорит, Курун-Гиджинский массив, Силинский комплекс; 17 – диорит, Силинский комплекс; 18 – гранодиорит, Силинский комплекс; Аникский массив, Лакский комплекс; 19 – гранодиорит; 20 – гранодиорит.* - по данным С.О. Максимова

Количественная оценка фугитивности f_{H_2O} , f_{H_2} , f_{OH} , f_{HCl} , f_{HF} , а также параметров P и t на основе известных методик по составу пироксенов, гранатов и других минералов [Маракушев, 1973; Авченко и др., 1991; и др.] позволяют выполнить графическое построение этих соотношений, что дает наглядное представление о роли этих параметров в разнофациальных и разнопрофильных РМС [Aque, Grimhall, 1988; Сахно и др., 1994; Сахно, 1994; и др.].

Наряду с определением фугитивности галогенов, а также на основе анализа биотитов по вышеперечисленным методикам, определения фугитивности водорода, т.е. степени окисленности-восстановленности гранитоидных систем [Аранович, 1989; и др.], анализ содержания газов (H_2 , CO , CO_2 , CH_4 , H_2O , N_2) [Сахно, 1997; Сахно, Максимов, 1998 в минералах раз-

личных фаций глубинности и температур кристаллизации позволяет сделать следующие основные выводы.

Установлено, что РМС и магматические комплексы существенно различаются между собой не только первичной геохимической специализацией, но и составом и соотношением газов и галогенов, что дает основание разделить их на ряд типов, характеризующихся определенной спецификой гранитоидов и рудоносностью: фторотипных (Sn, W, Be, Ag и др.) и хлоротипных (Cu, Mo, Au, Pb и др.) и, соответственно, петрохимическим составом магматических комплексов (соотношение K/Na, Ca/Al и т.д.), а также минеральными ассоциациями и их составами.

Наиболее ярким представителем первого типа РМС с оловянной минерализацией являются широко развитые как в окраинно-континентальных поясах, так и внутри континентальных зонах. Особенности глубинного строения таких РМС и состава пород рассматривались выше (рис. 65, 66, табл. 61). Примером структур подобного типа являются Баджальская, Кавалеровская, Омсукчанская и др.

Модель оловянной РМС

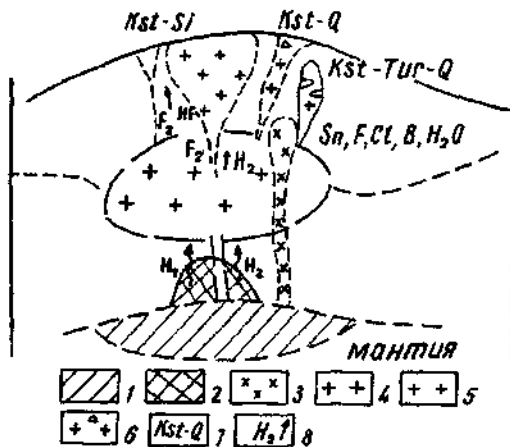


Рис. 66. Петрологическая модель оловянной РМС.

1 – линза аномальной (разуплотненной) мантии; 2 – флюидонасыщенная аномальная мантия; 3 – интрузии монцитонитовидного состава; 4 – линзагранитоидного состава; 5 – гранитные плутоны и субвулканические интрузии; 6 – трубчатые и субвулканические тела с касситерит-турмалин-кварцевым рудопроявлением и других типов; 7 – рудные формации: касситерит-силикатная, касситерит-кварцевая и др

Представителем структур второго типа являются Дальнегорская, Селитканская, Муниково-Тонумская, магматические комплексы структур Колымского батолитового пояса с золоторудной минерализацией (Сибердикский и др.). Это так называемый халькофильный тип РМС.

Особенности состава магматических комплексов рассматривались многими исследователями и они широко представлены публикациями [Вулканические..., 1984; Моисеенко, Сахно, 1982; Максимов, 1982; Тихоокеанская..., 1991; и др.]. Анализируя все эти данные, следует подчеркнуть, что для фторотипных (оловоносных, вольфрамоносных и др.) характерны темные минеральные ассоциации с высокой железистостью. Устойчивость минералов с высокой железистостью по мере эволюции магматизма является отличительной особенностью оловоносных РМС баджальского типа. Такая особенность, прежде всего, объясняется высокой восстановленностью газовой фазы от ранних до поздних этапов кристаллизации магматических комплексов РМС. Устойчивый поток восстановленных газов при наличии высоких концентраций олова (Sn^{+2}) в двухвалентной форме не позволял рассеиваться в форме аксессуория от ранних до поздних фаз магматизма вплоть до инверсии флюидной фазы в предрудную стадию, что обеспечивало формирование большеобъемных месторождений (Верхне-Урмийское и др. в Баджальской вулканической зоне) (табл. 61, 62).

Иной характер магматизма отмечается в Омсукчанской и Кавалеровской оловоносных РМС. В кислых магматах – эффузивных риолитах, субвулканических гранитах железистость биотита снижается, появляется железистая роговая обманка и магнетит, что в целом определяет высокую степень окисленности флюидов в магматической системе, затем в последующей фазе снова возрастает восстановленность флюида и кристаллизуются биотиты с высокой железистостью в парагенезисе с ильменитом. Эти комплексы могут быть отнесены к ильменит-магнетитовой серии (кавалеровский тип РМС). К этой группе относятся гранитоидные массивы Омсукчанской РМС – Маяк, Невский, Лево-Омсукчанский и др. Биотиты этого типа гранитоидов отличаются значительными колебаниями по железистости (от 74 до 99 %) и глиноземистости (от 17 до 28%). Это же относится и к содержанию фтора и хлора, соотношения которых колеблется от фазы к фазе (табл. 63-66).

Таблица 63

Основные геологические и петро-геохимические характеристики
и Омсукчанской РМС (Кэнская зона)

Этапы, фации	Ранний	Средний		Поздний
	Эффузивно-пирокластический, дайково-экструзивный	Эффузивно-пирокластический, экструзивно-субвулканический	Эффузивно-интрузивные	Эффузивно-дайковые
Ассоциации, серии	Липарит-базальтовая * (гипербазальтовая) **	Андезит-дацитовая (монодиоритовая)	Липарит-гранитная Наячанская	Щелочно-базальтовая Лейцитовые базальты с ксенолитами лерцоидов ***

Окончание табл. 63

Этапы, фации	Ранний	Средний		Поздний
Комплексы, массивы	Аскольдинский	Таватумский		
Структура	Экструзии роговообманковых перидотитов вдоль разломов	Покровы, экструзии, рифтовый прогиб	Покровы, кальдеры, экструзивно-интрузивные поднятия, купола	Трещинные тела, трубки вдоль разломов
SiO ₂	1. 69-76 (ультракалиевый липарит), 120 млн лет 2. 39-41	52-65	68-77	43
K/Na	1. 1,7-2,6 2. 0,54-0,71	0,3-0,9	0,9-2,2 граниты: 82±4 млн лет	0,74 мел-палеоген?
Al/(K+Na+Ca)				
Fe ³⁺ /Fe ²⁺ + Fe ³⁺				
Темноцветные минералы	1. Bi ₈₀₋₉₀ -Cr ₈₅₋₉₀ 2. Nb-Ol-Cpx±Bi	Cpx-Hyp-Hb±B	1. Bi ₆₂₋₇₅ ±Hb-Ort (ляпартиты); 2. Bi ₇₅₋₈₁ ±Hb±Alm (невадиты); 3. Bi ₇₆₋₉₀ -Ort±Tu (лейкограниты)	Ol, Cpx
Акцессорные минералы	1. Kst-Zr-Ort-Gr-Mt±Ilm 2. Ap-Ilm	Ap-Zr-Ilm-TiMt-Kst-Tu-Mo-Fl±Ort	1. Zr-Kst-Ilm-Mt-Mou 2. Ap, Zr, Kst-Ort-Alm, Ilm±Mt, Fl, Tu, Ag, C, Sn, Pb 3. Ort-Zr, Fl, Ilm, Mt	Sp, Zr, Ag, Sn
Микроэлементы	> Ba, S, F, Cl	> Mo, B, F, W, Zn, Sn, Zr, Ni, Ba, Sr,	> Sn, Mo, W, Pb, Zr, Y, Ca, F, B < Ba, Sr	
⁸⁶ Sr/ ⁸⁷ Sr	0,70398 – невадиты			
logfO ₂				
Параметры газового режима				
V (см ³ 10 ³)				
C/H				
CO/CO ₂				
F/Cl	1. > 2 2. > 0,5		> 2	
Рудная специализация, формационный тип	Олово-серебряная формация, олово (серебро)-порфировая, серебро-сульфидная, Касситерит-силикатно-сульфидная			

Примечание. * – по данным А.А. Сидорову (1989); ** – по М.Г. Руб (1970); *** – по Р.Е. Умитбаева (1986) и данным Л.Г. Филимоновой.

Таблица 64

**Состав биотитов, формульные значения и параметры флюидного режима
магматических пород Омсукчанской РМС**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Состав биотитов									
SiO ₂	35,18	36,67	36,12	36,20	36,12	35,45	34,68	36,59	35,31
TiO ₂	3,56	3,08	2,50	2,41	1,38	2,47	1,48	1,25	3,02
Al ₂ O ₃	13,27	11,37	14,84	15,20	18,41	13,22	16,12	16,14	13,74
Fe ₂ O ₃ <i>общ</i>	30,24	30,35	29,73	32,63	28,90	32,09	30,90	30,74	30,16
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,56	0,49	0,43	0,53	0,57	0,41	0,61	0,64	0,31
MgO	3,72	4,05	3,04	1,33	0,57	2,64	0,58	0,57	4,49
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,19	0,00	0,14	0,00	0,20	0,00	0,16	0,00	0,20
K ₂ O	9,34	10,38	9,32	10,51	9,27	10,06	9,62	10,15	9,53
F	1,93	1,80	1,80	1,95	2,92	1,44	3,13	2,57	2,22
Cl	0,56	0,57	0,55	0,66	0,50	0,52	0,41	0,41	0,62
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,57	98,76	98,47	101,42	98,84	98,39	97,62	99,06	99,80
Формульные значения биотитов									
Si	2,904	3,048	2,966	2,959	2,997	2,945	2,960	3,062	2,885
Al ^{IV}	1,096	0,952	1,034	1,041	1,003	1,046	1,040	0,938	1,115
Al ^{VI}	0,195	0,162	0,402	0,423	0,798	0,252	0,582	0,654	0,201
Ti	0,221	0,193	0,154	0,148	0,086	0,155	0,095	0,079	0,185
Al	1,291	1,114	1,436	1,464	1,801	1,298	1,622	1,592	1,316
Fe	2,087	2,110	2,042	2,230	2,006	2,236	2,206	2,151	2,049
Mn	0,039	0,034	0,030	0,037	0,040	0,029	0,044	0,045	0,021
Mg	0,458	0,502	0,372	0,162	0,070	0,328	0,074	0,071	0,544
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,030	0,000	0,022	0,000	0,032	0,000	0,026	0,000	0,032
K	0,984	1,101	0,976	1,096	0,981	1,069	1,047	1,084	0,988
OH	1,418	1,447	1,456	1,405	1,163	1,547	1,096	1,262	1,344
F	0,504	0,473	0,467	0,504	0,766	0,379	0,845	0,680	0,570
Cl	0,078	0,080	0,077	0,091	0,070	0,073	0,059	0,058	0,085
f	0,820	0,808	0,846	0,932	0,966	0,872	0,968	0,968	0,790
Al ^I	0,192	0,164	0,211	0,215	0,262	0,190	0,236	0,232	0,194
Параметры флюидного режима по составу биотитов									
X _{pl}	0,153	0,167	0,124	0,054	0,023	0,109	0,025	0,024	0,181
X _{ad}	0,350	0,269	0,703	0,799	0,977	0,448	0,975	0,976	0,328

Продолжение табл. 64

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$X_{\text{ан}}$	0,518	0,563	0,173	0,147	0,000	0,443	0,000	0,000	0,490
F %	1,93	1,080	1,80	1,95	2,92	1,44	3,13	2,57	2,22
Cl %	0,56	0,57	0,55	0,66	0,50	0,52	0,41	0,41	0,62
$\log X_{\text{F/Cl}}$	0,810	0,772	0,783	0,743	1,039	0,715	1,156	1,069	0,826
$\log_{\text{F/ОН}}$	-0,449	-0,486	-0,494	-0,445	-0,181	-0,611	-0,113	-0,269	-0,373
$\log_{\text{H}_2\text{O}/\text{HCl}}$	1,249	1,218	1,321	1,368	1,459	1,399	1,505	1,576	1,138
$\log_{\text{H}_2\text{O}/\text{HF}}$	3,123	3,189	3,054	2,908	2,443	3,211	2,469	2,592	3,078
$\log_{\text{HF}/\text{HCl}}$	-1,874	-1,978	-1,733	-1,539	-0,984	-1,812	-0,964	-1,0174	-1,945
\ln_{H_2}	-0,332	1,850	-0,371	2,000	-0,765	2,148	-0,524	1,693	-0,496
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Состав биотитов									
SiO_2	36,61	35,46	38,62	36,46	35,95	34,59	36,53	36,60	37,74
TiO_2	3,12	3,31	3,37	3,65	1,11	1,23	4,40	4,55	2,30
Al_2O_3	12,51	15,04	12,67	17,88	19,67	19,19	14,96	11,85	12,60
$\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ}}$	29,48	30,08	26,41	21,89	28,80	28,35	23,46	23,70	25,80
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,39	0,32	0,47	0,28	0,59	0,56	0,22	0,29	0,15
MgO	4,82	2,93	5,17	7,46	0,69	0,61	8,09	8,48	6,96
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,00	0,13	0,10	0,00	0,00	0,34	0,51	0,62	0,00
K_2O	10,28	9,17	9,49	10,45	10,34	9,34	9,32	9,27	10,30
F	2,36	1,71	2,28	0,69	1,14	2,74	2,58	3,17	2,79
Cl	0,55	0,72	0,45	0,13	0,56	0,58	0,35	0,34	0,58
H_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,12	98,87	99,03	98,89	98,85	97,53	100,42	98,87	99,92
Формульные значения биотитов									
Si	2,984	2,904	3,133	2,838	2,940	2,909	2,863	2,955	3,058
Al^{IV}	1,016	1,096	0,867	1,162	1,060	1,091	1,138	1,045	0,942
Al^{VI}	0,186	0,356	0,345	1,478	0,837	0,812	0,244	0,083	0,261
Ti	0,191	0,204	0,206	0,214	0,078	0,078	0,259	0,276	0,140
Al	1,209	1,452	1,212	1,640	1,896	1,902	1,382	1,128	1,203
Fe	2,010	2,060	1,792	1,425	1,970	1,994	1,537	1,600	1,748
Mn	0,027	0,022	0,032	0,185	0,041	0,040	0,015	0,020	0,010
Mg	0,586	0,358	0,625	0,865	0,084	0,076	0,945	1,020	0,840
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,026	0,016	0,000	0,000	0,055	0,077	0,097	0,000
K	1,069	0,958	0,982	1,038	1,079	1,002	0,932	0,955	1,065
ОН	1,316	1,457	1,353	1,813	1,627	1,188	1,314	1,144	1,205

Продолжение табл. 64

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
F	0,608	0,443	0,585	0,170	0,295	0,729	0,639	0,810	0,715
Cl	0,076	0,100	0,062	0,017	0,078	0,083	0,046	0,047	0,080
f	0,774	0,852	0,741	0,622	0,959	0,963	0,619	0,611	0,675
Al'	0,177	0,214	0,179	0,242	0,275	0,276	0,205	0,168	0,176
Параметры флюидного режима по составу биотитов									
X _{PH}	0,195	0,119	0,208	0,288	0,028	0,025	0,315	0,340	0,280
X _{HD}	0,299	0,626	0,545	0,679	0,972	0,975	0,334	0,109	0,375
X _{HDH}	0,506	0,255	0,247	0,033	0,000	0,000	0,352	0,551	0,345
F %	2,36	1,71	2,28	0,69	1,14	2,74	2,58	3,17	2,79
Cl %	0,55	0,72	0,45	0,13	0,56	0,58	0,35	0,34	0,58
logX _{F/Cl}	0,903	0,646	0,975	1,000	0,578	0,944	1,143	1,236	0,952
log _{F/ОН}	-0,335	-0,517	-0,364	-1,028	-0,742	-0,212	-0,313	-0,150	-0,227
logf _{H2O/fHCl}	1,145	1,217	1,221	1,755	1,549	1,391	1,132	1,014	0,921
logf _{H2O/fHF}	3,063	3,089	3,052	3,774	2,993	2,471	3,164	3,078	0,030
logf _{HF/fHCl}	-1,917	-1,872	-1,831	-2,019	-1,444	-1,080	-2,033	-2,064	-2,109
lnf _{H2}	1,470	-0,364	-0,999	0,682	1,909	-0,730	-1,640	-1,635	0,812
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Составы биотитов									
SiO ₂	37,74	36,40	35,18	37,23	37,83	36,58	36,88	35,62	36,49
TiO ₂	2,35	1,96	1,94	2,16	2,03	3,39	3,62	2,61	2,38
Al ₂ O ₃	14,71	13,77	16,77	11,89	12,85	14,44	12,94	13,03	13,36
Fe ₂ O ₃ обц	24,05	28,23	28,98	23,93	26,30	25,51	27,45	32,01	30,78
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,15	0,19	0,21	0,14	0,16	0,105	1,04	0,22	0,33
MgO	7,77	5,09	4,20	8,14	7,29	5,97	5,63	2,26	2,93
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,15	0,00	0,18	0,22	0,00	0,13	0,00	0,15	0,00
K ₂ O	9,38	10,09	9,60	10,22	10,57	9,19	10,17	9,74	10,39
F	2,80	2,74	1,87	3,53	2,62	1,49	1,12	1,36	2,11
Cl	0,57	0,65	0,60	0,64	0,60	0,33	0,34	0,08	0,69
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,67	99,12	99,53	98,10	100,25	98,08	99,19	97,08	99,46

Окончание табл. 64

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Формульные значения биотитов									
Si	2,979	2,981	2,828	3,061	3,026	2,934	2,964	2,994	3,026
Al ^{IV}	1,021	1,018	1,172	0,939	0,974	1,066	1,035	1,006	0,974
Al ^{VI}	0,3418	0,311	0,417	0,214	0,238	0,299	0,191	0,286	0,332
Ti	0,140	0,121	0,117	0,134	0,122	0,204	0,219	0,165	0,148
Al	1,369	1,329	1,589	1,152	1,212	1,365	1,226	1,291	1,306
Fe	1,588	1,934	1,948	1,646	1,760	1,711	1,845	2,251	2,135
Mn	0,010	0,013	0,014	0,010	0,011	0,071	0,071	0,016	0,023
Mg	0,914	0,621	0,503	0,997	0,869	0,714	0,674	0,283	0,362
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,023	0,000	0,028	0,035	0,000	0,020	0,000	0,024	0,000
K	0,945	1,054	0,985	1,072	1,079	0,940	1,043	1,045	1,099
OH	1,225	1,200	1,443	0,993	1,256	1,577	1,669	1,627	1,350
F	0,699	0,710	0,475	0,918	0,663	0,378	0,285	0,362	0,553
Cl	0,076	0,090	0,082	0,089	0,081	0,045	0,046	0,012	0,097
f	0,635	0,757	0,795	0,623	0,669	0,706	0,732	0,889	0,855
Al	0,200	0,194	0,231	0,168	0,176	0,203	0,183	0,189	0,191
Параметры флюидного режима по составу биотитов									
X _{PH}	0,305	0,207	0,168	0,238	0,332	0,290	0,225	0,094	0,121
X _{SH}	0,483	0,492	0,693	0,455	0,285	0,337	0,296	0,517	0,583
X _{am}	0,212	0,301	0,140	0,307	0,382	0,373	0,480	0,389	0,297
F %	2,80	2,74	1,87	1,49	3,53	2,62	1,12	1,36	2,11
Cl %	0,57	0,65	0,60	0,33	0,64	0,60	0,34	0,08	0,69
log X _{F/Cl}	0,964	0,897	0,763	0,924	1,013	0,913	0,792	1,480	0,756
log _F OH	-0,244	-0,228	-0,483	-0,620	-0,034	-0,277	-0,768	-0,653	-0,388
log f _{H2O} /f _{HCl}	0,903	1,009	1,206	1,369	0,690	0,915	1,410	2,234	1,195
log f _{H2O} /f _{HF}	3,051	2,926	30,93	3,360	2,915	3,100	3,528	3,221	2,970
log f _{H2} /f _{HCl}	-2,148	-1,916	-1,887	-1,991	-2,225	-2,185	-2,118	-0,987	-0,776
ln f _{H2}	-1,628	1,130	-0,579	-0,893	-1,687	0,946	1,590	0,268	1,711

Примечание. Массив Маяк: 1-6 – крупнозернистые порфиновые граниты; 7, 8 – мелкозернистые аплитовидные граниты. Невский массив: 9, 10 – мелкозернистые аплитовидные граниты; 11 – крупнозернистый гранит; 24-27 – крупнозернистые порфировидные граниты. Лево-Омсуцканский массив: 12, 13 – лейкократовые порфировидные крупнозернистые граниты; 14, 15 – мелкозернистые лейкократовые граниты (невадиты) купольного поднятия; 16, 17 – наяханские игнимбриты (перевал Капроновский); 18-23 – роговообманковые перидотиты.

Основные геологические и петро-геохимические характеристики
и Кавалеровской рудно-магматической системы

Этапы, фации	1 этап	2 этап	3 этап
Ассоциации, серии	Монцо-габбро-гранодиорит-адамеллитовая Татбинская серия	1. Базальт-андезит-дацитовая Угловская серия 2. Дацил-риолит-лейкогранатовая Приморская серия	Андезит-дацит-риолитовая Якутинская серия
Комплексы, массивы			
Структура			
SiO ₂	55–65	1. 50–64; 2. 73–78	56–72
K/Na	1,2–1,9	1. 0,6–0,8; 2. 1,2–1,9	> 1,5–2,0
Al/(K+Na+Ca)	>	≥ 1,5	
Fe ³⁺ /Fe ²⁺ + Fe ³⁺	низкое	низкое	низкое–среднее
Темноцветные минералы	Bi±Hb+Hyp+Px±Ol	1. Px ± Hb± Ilm ± Mt 2. Bi ± Ilm ± Mt	Bi ± Hb ± Mt ± Ilm
Акцессорные минералы	Ilm+Ap+Zr±Mt±Kst	Kst+Muss+Zr+Ap+Sp	Ap+Zr±Cu±Mt±Ilm
Микроэлементы	> Sn		
⁸⁶ Sr/ ⁸⁷ Sr	0,7049–0,7052	1. 0,7053–0,7058 2. 0,7059–0,7078	0,7039–0,7059
logfO ₂	-12,0–15,5	-12,0–16,0	-
Параметры газового режима			
V (см ³ 10 ³)	10–15	15–20	17–20
C/H	1,2–1,5	2–3	4,0–0,9
CO/CO ₂	0,9–1,2	1,2–2,0	0,6–3,5
F/Cl	0,5–1,0	1. 0,25–0,9; 2. 1,4–4,7	
Рудная специализация, формационный тип	W, Sn – грейзеновый	Sn – турмалиновый и хлоритовый Kst – силикатный	Sn – оловянно-сульфидный и грейзеновый

Таблица 66

Состав биотитов, формульные значения и параметры флюидного режима
магматических комплексов Кавалеровской РМС

	1	2	3	4	5	6	7	8
Состав биотитов								
SiO ₂	36,33	38,26	34,97	35,45	34,97	37,13	36,10	35,55
TiO ₂	4,64	4,16	5,02	5,44	5,54	2,46	4,90	4,96
Al ₂ O ₃	16,70	14,45	16,74	15,36	15,65	13,34	14,45	15,93
Fe ₂ O ₃ обш	16,62	15,54	17,76	18,56	19,38	23,14	16,24	16,94
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,04	0,08	0,15	0,21	0,17	0,94	0,15	0,08
MgO	11,39	13,34	10,91	10,59	9,92	6,92	13,01	12,57
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	9,90	10,90	9,88	9,84	9,79	9,30	9,79	9,54
F	0,24	1,45	0,54	0,73	1,06	1,94	1,71	2,07
Cl	0,28	0,34	0,16	0,26	0,07	0,13	0,21	0,16
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	96,01	98,52	96,13	96,49	96,60	98,30	96,46	97,80
Формульные значения биотитов								
Si	2,813	2,931	2,728	2,784	2,757	2,930	2,813	2,734
Al ^{IV}	1,187	1,069	1,272	1,216	1,243	1,070	1,187	1,266
Al ^{VI}	0,279	0,236	0,268	0,206	0,211	0,450	0,140	0,178
Ti	0,270	0,240	0,295	0,321	0,328	0,146	0,287	0,287
Al	1,466	1,305	1,540	1,422	1,454	1,520	1,327	1,444
Fe	1,076	0,996	1,159	1,219	1,278	1,527	1,058	1,089
Mn	0,003	0,005	0,010	0,014	0,011	0,063	0,003	0,005
Mg	1,372	1,523	1,269	1,240	1,171	0,814	1,511	1,441
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,978	1,065	0,983	0,986	0,985	0,936	0,973	0,936
OH	1,904	1,603	1,846	1,784	1,726	1,498	1,551	1,476
F	0,059	0,351	0,133	0,181	0,264	0,484	0,421	0,503
Cl	0,037	0,044	0,021	0,035	0,009	0,017	0,028	0,021
f	0,440	0,395	0,477	0,496	0,522	0,652	0,412	0,431
Al ^I	0,218	0,193	0,230	0,213	0,218	0,224	0,198	0,215
Параметры флюидного режима по составу биотитов								
X _{Fe}	0,457	0,508	0,423	0,413	0,390	0,271	0,504	0,480
X _{Si}	0,302	0,232	0,309	0,241	0,257	0,654	0,139	0,185
X _{sum}	0,240	0,260	0,268	0,345	0,353	0,074	0,358	0,335

Продолжение табл. 66

	1	2	3	4	5	6	7	8
F %	0,24	1,45	0,54	0,73	1,06	1,94	1,71	2,07
Cl ‰	0,28	0,34	0,16	0,26	0,07	0,13	0,21	0,16
$\log X_{F/Cl}$	0,203	0,902	0,802	0,714	1,467	1,444	1,177	1,379
$\log f_{F/OH}$	-1,509	-0,660	-1,142	-0,994	-0,815	-0,491	-0,566	-0,468
$\log f_{H_2O}/f_{HCl}$	1,113	0,866	1,412	1,194	1,813	1,695	1,055	1,204
$\log f_{H_2O}/f_{HF}$	4,524	3,746	4,118	3,974	3,767	3,223	3,668	3,534
$\log f_{HF}/f_{HCl}$	-3,411	-2,880	-2,706	-2,780	-1,953	-1,528	-2,613	-2,330
$\ln f_{H_2}$	-2,249	-2,621	-2,059	-1,897	-1,797	0,554	-2,534	-2,612
	9	10	11	12	13	14	15	
Состав биотитов								
SiO ₂	36,91	40,75	35,86	36,28	34,15	35,14	35,68	
TiO ₂	3,77	4,49	3,80	3,95	3,90	4,13	4,64	
Al ₂ O ₃	15,73	12,42	12,20	15,18	14,69	16,15	14,80	
Fe ₂ O ₃ общ	17,12	12,55	29,77	2,04	28,79	18,32	27,86	
FeO	0,00	0,00	0,00	12,86	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,05	0,07	0,40	0,32	0,23	0,33	0,19	
MgO	13,20	16,11	2,53	14,90	4,81	10,05	6,03	
CaO	0,00	0,00	0,00	1,37	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00	
K ₂ O	9,61	9,77	9,12	7,07	9,41	9,57	10,11	
F	1,13	2,34	1,33	0,36	3,28	1,45	2,43	
Cl	0,36	0,31	0,33	0,00	0,33	0,16	0,20	
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	4,01	0,00	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Сумма	97,88	98,82	95,59	98,89	99,59	95,50	101,94	
Формульные значения биотитов								
Si	2,799	3,056	3,057	2,763	2,785	2,790	2,804	
Al ^{IV}	1,201	0,944	0,943	1,237	1,215	1,210	1,196	
Al ^{VI}	0,205	1,54	0,283	0,126	0,197	0,302	0,175	
Ti	0,215	0,253	0,244	0,226	0,239	0,247	0,274	
Al	1,406	1,298	1,226	1,363	1,412	1,511	1,371	
Fe	1,086	0,787	2,123	0,117	1,963	1,217	1,831	
Mn	0,003	0,004	0,029	0,021	0,016	0,22	0,013	
Mg	1,492	1,801	0,321	1,691	0,585	1,213	0,706	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,112	0,000	0,000	0,000	
Na	0,000	0,000	0,041	0,041	0,000	0,000	0,000	
K	0,930	0,935	0,992	0,687	0,979	0,969	1,014	
OH	1,683	1,406	1,594	1,913	1,108	1,614	1,364	
F	0,271	0,555	0,359	0,087	0,846	0,364	0,604	

Окончание табл. 66

	9	10	11	12	13	14	15
Cl	0,046	0,039	0,048	0,000	0,046	0,022	0,027
f	0,421	0,304	0,868	0,312	0,771	0,501	0,722
Al'	0,208	0,163	0,182	0,202	0,209	0,225	0,204
Параметры флюидного режима по составу биотитов							
X _{Fe}	0,497	0,600	0,107	0,564	0,195	0,404	0,235
X _{Al}	0,206	0,123	0,504	0,110	0,317	0,359	0,267
X _{Mn}	0,297	0,277	0,389	0,327	0,488	0,237	0,498
F %	1,132	2,34	1,33	0,36	3,78	1,45	2,43
Cl %	0,36	0,31	0,33	0,00	0,33	0,16	0,20
logX _{Fe/Cl}	0,770	1,153	0,876	0,000	1,265	1,219	1,350
log _{F/Cl}	-0,793	-0,404	-0,648	-1,0342	-0,117	-0,647	-0,355
logf _{H2O} /f _{HCl}	0,887	0,682	1,601	0,000	1,289	1,369	1,535
logf _{H2O} /f _{HF}	3,873	3,615	3,233	4,516	2,840	3,591	3,134
logf _{H2O} /f _{HCl}	-2,986	-2,933	-1,631	0,000	-1,551	-2,222	-1,599
lnf _{H2}	-2,363	-1,671	-0,036	-3,281	-1,048	-2,093	-0,857

Примечание. Кавалеровская РМС. Березовская интрузия (1-6): 1-5 – меланократовые монцогранодиориты, 6 – лейкократовый монцогранит. Новгородский комплекс (7-10): 7-8 – гранодиориты, Новгородская интрузия; 9 – гранодиорит, Яблочная интрузия; 10 – гранодиорит, Угловская интрузия; 11 – дайка аплита, шумнинский комплекс; 12 – туф дацита, арзамазовский комплекс; Богопольский комплекс (13-15): 13 – игнимбриты, 14 – гранит-порфир, интрузия, 15 – дайка липарита.

Как отмечалось выше, для оловоносных структур характерны проявления разноглубинного и разнофациального магматизма интрузий – монцонитоидного и лейкократового корового (рис. 66), что и обуславливает при устойчивом восстановленном флюидном потоке высокую рудную продуктивность системы (Баджал).

К халькофильным РМС относится большая группа структур в вулканических поясах Востока Азии. Это прежде всего, золотоносные, полиметаллические, молибден-меднопорфировые и другие (рис. 67). В качестве примера приводятся данные по Дальнегорской и Тонум-Муниканской РМС и др. (табл. 68). Типоморфными минералами для них являются ассоциации среднежелезистых биотитов, роговых обманок, пироксенов и магнетитов. Это типично магнетитовая серия. Наиболее информативным минералом, позволяющим давать оценку фугитивности кислорода и других газов является биотит. Биотиты по железистости отличаются большими колебаниями (от 30 до 65%). Наиболее магнезиальными являются биотиты из диоритов и монцодиоритов. В гранитондах и гранитах с ростом кремнекислотности растет железистость пород. Но даже в лейкократовых гранитах она не превышает 70-75% (при отсутствии роговой обманки в парагенезисе с магне-

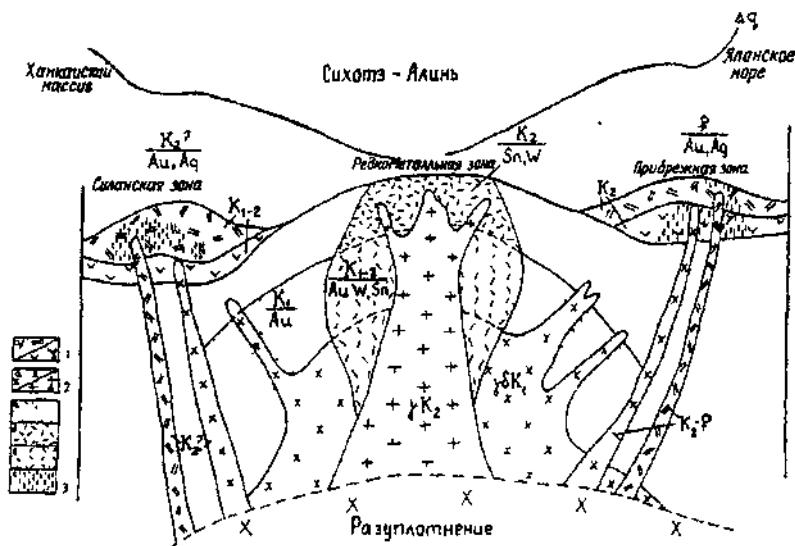


Рис. 67 Модель золоторудной (многопрофильной) магматической системы (Моисеенко, Эйриш, 1996)

1 - вулканиты кислотного состава (а) и среднего (б), 2 - интрузии гранитоидов ранние натровые (а) и поздние-кальевые (б), 3 - рудные формации золотая (а), редкометалльная (б), золото-редкометалльная гибридная (в), золото-серебряная

титом) При сравнении составов биотитов с биотитами оловоносных РМС обнаруживается их высокая и средняя магнезиальность, колебания в содержании галогенов и соотношении F/Cl

Таблица 67

Состав биотитов, формульные значения и параметры флюидного режима магматических комплексов Дальнегорской РМС

	1	2	3	4	5	6	7
Состав биотитов							
SiO ₂	34,33	35,81	34,78	36,64	37,82	36,34	38,44
TiO ₂	3,90	4,39	4,15	4,23	5,35	4,22	3,17
Al ₂ O ₃	13,54	12,66	12,45	12,76	12,74	13,92	14,58
Fe ₂ O ₃ общ	26,35	25,10	26,75	25,02	15,59	25,79	14,65
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,22	0,28	0,20	0,47	0,07	0,40	0,22
MgO	7,82	7,39	6,48	7,74	12,63	7,21	14,81
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	8,82	9,77	9,43	9,16	9,87	8,78	9,53
F	0,33	0,95	0,40	0,64	2,33	1,22	0,47

Продолжение табл. 67

	1	2	3	4	5	6	7
Cl	0,25	0,33	0,46	0,32	0,27	0,28	0,28
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	95,56	96,28	65,04	96,98	96,64	987,76	96,15
Формульные значения биотитов							
Si	2,759	2,905	2,872	2,924	2,983	2,872	2,908
Al ^{IV}	1,241	1,095	1,128	1,076	1,017	1,128	1,092
Al ^{VI}	0,042	0,116	0,084	0,124	0,168	0,169	0,209
Ti	0,236	0,268	0,238	0,254	0,317	0,251	0,180
Al	1,283	1,211	1,212	1,200	1,185	1,297	1,300
Fe	1,771	1,703	1,847	1,670	1,025	1,705	0,927
Mn	0,015	0,019	0,014	0,032	0,050	0,027	0,014
Mg	0,937	0,894	0,797	0,921	1,485	0,814	1,670
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,904	0,970	0,993	0,933	0,993	0,885	0,920
OH	1,882	1,711	1,840	1,795	1,378	1,658	1,852
F	0,0845	0,244	0,104	0,162	0,586	0,305	0,112
Cl	0,034	0,045	0,056	0,043	0,036	0,038	0,036
f	0,654	0,656	0,698	0,645	0,408	0,667	0,337
Al	0,190	0,180	0,180	0,179	0,177	0,193	0,191
Параметры флюидного режима по составу биотитов							
X _{FeII}	0,312	0,298	0,266	0,307	0,495	0,283	0,557
X _{MnI}	0,058	0,163	0,123	0,172	0,169	0,242	0,185
X _{MnII}	0,630	0,539	0,611	0,521	0,336	0,475	0,258
F %	0,33	0,95	0,40	0,64	2,35	1,22	0,47
Cl %	0,25	0,33	0,40	0,32	0,27	0,28	0,28
log X _{F/Cl}	0,393	0,734	0,269	0,576	1,212	0,905	0,493
log F/OH	-1,350	-0,846	-0,125	-1,045	-0,371	-0,735	-1,218
log f _{H₂O} /f _{HCl}	1,424	1,289	1,288	1,312	0,912	1,378	0,921
log f _{H₂O} /f _{H₂F}	4,259	3,717	4,091	3,923	3,457	3,572	4,368
log f _{H₂F} /f _{HCl}	-2,835	-2,427	-2,803	-2,611	-2,545	-2,194	-3,447
ln f _{H₂}	1,525	1,270	1,715	-0,726	-2,851	1,110	-0,711
	8	9	10	11	12	13	14
Состав биотитов							
SiO ₂	35,24	36,61	38,08	38,04	37,05	37,37	37,47
TiO ₂	5,76	5,09	4,14	4,12	4,30	4,43	4,29
Al ₂ O ₃	13,45	13,72	11,41	12,06	12,62	13,47	13,79
Fe ₂ O ₃ общ	19,75	17,71	19,15	13,85	16,06	2,87	2,14
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,85	13,77
MnO	0,24	0,14	0,11	0,08	0,09	0,18	0,26

Окончание табл. 67

	8	9	10	11	12	13	14
MgO	10,45	11,70	13,66	19,54	13,72	12,79	15,48
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	сл.
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,45
K ₂ O	9,20	9,46	9,51	9,76	9,26	8,73	8,82
F	0,66	0,35	1,75	1,66	0,88	0,36	0,60
Cl	0,24	0,21	0,40	0,32	0,38	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,90	2,89
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,23
Сумма	94,99	95,62	98,21	94,43	94,96	99,80	100,19
Формульные значения биотитов							
S ₁	2,812	2,880	2,926	3,019	2,894	2,868	2,809
Al ^{IV}	1,188	1,120	1,033	0,981	1,106	1,132	1,191
Al ^{VI}	0,078	0,152	0,000	0,137	0,056	0,087	0,028
Ti	0,346	0,301	0,239	0,244	0,53	0,256	0,242
Al	1,265	1,272	1,033	1,118	1,162	1,219	1,219
Fe ₂ O ₃	1,318	1,167	1,230	0,911	1,088	0,166	0,121
FeO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,017	0,863
Mn	0,016	0,090	0,007	0,005	0,006	0,012	0,017
Mg	1,243	1,372	1,564	1,704	1,597	1,463	1,730
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,065
K	0,937	0,953	1,932	0,979	0,923	0,855	0,844
OH	1,801	1,885	1,523	1,544	1,732	1,913	1,858
F	0,167	0,087	0,425	0,413	0,217	0,087	0,142
Cl	0,032	0,028	0,052	0,043	0,050	0,000	0,000
f	0,515	0,459	0,440	0,348	0,405	0,384	0,318
Al	0,191	0,190	0,156	0,166	0,172	0,181	0,181
Параметры флюидного режима по составу биотитов							
X _{PH}	0,414	0,457	0,521	0,568	0,532		
X _{Si}	0,091	0,165	0,000	0,118	0,052		
X _{ann}	0,494	0,378	0,479	0,314	0,415		
F %	0,66	0,35	1,75	1,66	0,88		
Cl %	0,24	0,21	0,40	0,32	0,38		
logX _{F/Cl}	0,718	0,492	0,912	0,986	0,636		
logF/OH	-1,033	-1,336	-0,554	-0,573	-0,901		
logf _{H₂O} /f _{HCl}	1,235	1,229	0,744	0,747	0,794		
logf _{H₂O} /f _{HF}	4,047	4,381	3,706	3,750	4,050		
logf _{HF} /f _{HCl}	-2,812	-3,151	-2,962	-3,003	-3,260		
lnf _{H₂}	0,397	0,054	-1,911	-0,975	0,206		

Примечание. Дальнегорский комплекс, Дальнегорский блок, Дальнегорский массив 1-4 - граниты, гранодиориты, 5 - гранофир, 27 ключ, 6 - гранит, Партизанский массив Краснореченский блок 7-9 - граниты, массив кл. Желтого, 10-12 - граниты, кл. Лапшина, 13-14 - гранодиориты, массив Золотой. Анализы биотитов № 1-12 - по материалам А. А. Стрижковой. № 13-14 - по данным В. А. Михайлова * - Fe₂O₃

Таблица 68

Состав биотитов, формульные значения и параметры флюидного режима магматических пород Тонумской и Муниканской РМС Селитканской зоны

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Состав биотитов									
SiO ₂	36,02	35,47	37,83	36,87	37,37	36,50	37,72	37,222	36,51
TiO ₂	5,41	4,09	3,83	4,02	4,19	3,71	3,59	4,04	3,92
Al ₂ O ₃	13,44	11,88	15,60	13,73	13,60	13,78	13,84	11,65	15,27
Fe ₂ O ₃ обш	20,03	17,79	18,09	18,55	18,90	17,85	17,72	19,56	27,56
MnO	0,28	0,78	0,29	0,26	0,30	0,56	0,52	0,59	0,72
MgO	10,35	8,58	12,07	11,66	11,55	11,90	12,61	9,05	5,75
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,19	0,15	0,11	0,15	0,11	0,11	0,08	0,15	0,10
K ₂ O	9,57	7,81	9,80	9,96	9,89	9,75	10,30	10,95	9,63
F	0,50	1,23	0,61	0,76	0,66	0,98	0,70	0,00	1,11
Cl	0,09	0,18	0,20	0,16	0,13	0,12	0,10	0,00	0,27
Сумма	99,88	87,96	98,43	96,12	96,70	95,26	97,18	93,21	100,85
Формульные значения биотитов									
Si	2,854	3,070	2,864	2,894	2,912	2,881	2,908	3,089	2,850
Al ^{IV}	1,146	0,930	1,136	1,106	1,088	1,118	1,092	0,911	1,150
Al ^{VI}	0,109	0,82	0,256	0,164	0,161	0,164	0,166	0,229	0,254
Ti	0,322	0,266	0,218	1,237	0,246	0,220	0,208	0,252	0,230
Al	1,255	1,212	1,392	1,270	1,249	1,282	1,258	1,140	1,405
Fe	1,327	1,288	1,145	1,218	1,232	1,179	1,143	1,358	1,799
Mn	0,019	0,057	0,019	0,017	0,020	0,037	0,034	0,041	0,048
Mg	1,222	1,107	1,362	1,364	1,341	1,400	1,449	1,119	0,669
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,029	0,025	0,016	0,023	0,017	0,017	0,012	0,024	0,015
K	0,967	0,862	0,947	0,997	0,983	0,982	1,013	1,160	0,959
OH	1,863	1,637	1,828	1,790	1,820	1,739	1,816	2,000	1,690
F	0,125	0,337	0,146	0,189	0,163	0,245	0,171	0,000	0,274
Cl	0,012	0,026	0,026	0,021	0,017	0,016	0,013	0,000	0,036
f	0,521	0,538	0,457	0,452	0,479	0,457	0,441	0,548	0,729
Al	0,189	0,182	0,206	0,188	0,185	0,190	0,186	0,170	0,209
Параметры флюидного режима по составу биотитов									
X _{Fe}	0,407	0,369	0,454	0,455	0,447	0,467	0,483	0,373	0,223
X _{Mn}	0,129	0,355	0,279	0,179	0,178	0,175	0,171	0,287	0,394
X _{Mg}	0,464	0,276	0,267	0,367	0,375	0,359	0,346	0,340	0,383
F %	0,50	1,23	0,61	0,76	0,66	0,98	0,70	0,00	1,11
Cl %	0,09	0,18	0,20	0,16	0,13	0,12	0,10	0,00	0,27
log X _{Fe/Cl}	1,018	1,13	0,749	0,954	0,982	1,185	1,119	0,000	0,881
log F/OH	-1,173	-0,686	-1,098	-0,954	-1,048	-0,851	-1,026	0,000	-0,790
log f _{H₂O} /f _{HCl}	1,689	1,371	1,255	1,377	1,451	1,419	1,497	0,000	1,523
log f _{H₂O} /f _{HF}	4,171	3,592	4,11	4,016	4,079	3,904	4,098	0,000	3,527
log f _{H₂O} /f _{HCl}	-2,482	-2,222	-2,859	-2,678	-2,628	-2,485	-2,601	0,000	-2,002
ln f _{H₂}	-1,465	-1,948	-2,057	-1,765	-1,714	-1,916	-1,908	-1,098	-0,580

Примечание. Муниканская структура: 1 – биотит–роговообманковый монцогранодиорит, бургалинский комплекс, 2 – лейкократовый аллитовидный гранит, Муниканский массив. Тонумская структура: 3–7 – биотит–роговообманковые градоиорит–порфиры, Тонумский массив; 8 – биотит–роговообманковый порфириовидный гранит, 9 – биотит–роговообманковый лейкократовый гранит–порфир.

Другие темноцветные минералы – клино- и ортопироксены, роговые обманки в группе магнетитовой серии также являются более магнезиальными, чем это свойственно для фторофильных типов оловоносных пород РМС. Сопоставление двух серий – ильменитовой и магнетитовой выявляет не только определенные различия в составах минералов, их железистости-магнезиальности, но главное – в составах флюидной фазы, степени соотношений окисленных и восстановленных газов, соотношениях галогенов и в конечном итоге – петрохимическом типе магматических фаз и рудном профиле рудных формаций, с ними связанных. Наиболее четко это представлено на графиках, построенных на основе определения фугитивности этих газов, с использованием анализов и методик, описанных выше.

Режим галогенов

Установлено, что одним из основных факторов, влияющих на петро- и рудогенетические процессы, являются окислительно-восстановительные условия при магмогенерации и отложении металлов в областях разгрузки гидротерм. В качестве индикатора кислотности-щелочности и окислительно-восстановленности минеральных фаз и сред может быть биотит – минерал, имеющий широкий диапазон условий кристаллизации и отчетливую зависимость от термодинамических параметров T , P и химических концентраций компонентов среды. Одним из параметров степени окисленности-восстановленности является фугитивность кислорода. Расчетные параметры летучести кислорода могут быть определены на основе компьютерной программы "Селектор-С" [Карпов и др., 1998], либо на основе равновесия минеральных ассоциаций по Уонесу и Югестеру [Wones, Engster, 1965]. Но последний метод имеет большие погрешности. Компьютерный вариант во многом более определен, но имеет ряд условностей. Определение фугитивности кислорода по активности аннита в гранитоидах по методике [Аранович, 1983; Авченко, Валуй, 1991; и др.] дает нам возможность получить экспрессно области кристаллизации кислых магматических комплексов в эволюции РМС на различных ее стадиях, а также в этап гидротермального рудоотложения и в разнопрофильных рудных системах: оловоносных, золотоносных и т.д. (рис. 66, 67). Так, для оловоносных структур на всем этапе эволюции магматизма флюидный режим баджальского типа, для которого свойственно формирование большеобъемного месторождения, отличался устойчивым восстановительным режимом. При этом, и на этапе раннего магматизма (лакский комплекс) он имел четко выраженную тенденцию высокой восстановленности при высокотемпературном режиме на уровне буферного равновесия MW (гербинская и урмийская фазы Баджальской РМС). По мере эволюции системы, в фазе среднего этапа (табл. 61, 62) высокотемпературных эффузивно-экструзивных фаций наблюдается резкое колебание степени окисленности, т.е. характерен переход фаций из ильменитовой в переходную ильменит-магнетитовую серию. Рудоносные фазы

РМС – лейкократовые граниты как низкотемпературные (>650-670°C) и наиболее флюидонасыщенные, тем не менее отличаются степенью восстановленности газов, но в отличие от высокотемпературных экструзивных образований эти гранитоиды имеют несколько повышенную фугитивность кислорода и более низкую фугитивность водорода. Однако восстановленность сравнительно высока ($\log O_2 = -16,5-17,1$), поле активности аннита в пределах 0,3-0,4.

Фугитивность водорода для оловоносных интрузий резко повышена в сравнении с другими формационными типами структур (например, силинский комплекс Баджалской зоны, новогорский – Кавалеровской РМС и т.д.) [Сахно и др., 1994]. Этим объясняется высокая железистость биотитов и других минералов. Повышение магнезиальности биотитов в монцитонитовых комплексах – силинском, новогорском и др. идет при снижении фугитивности H_2 и повышении фугитивности O_2 , активность аннитовой составляющей находится на изолинии 0,01 (рис. 68, табл. 65, 66).

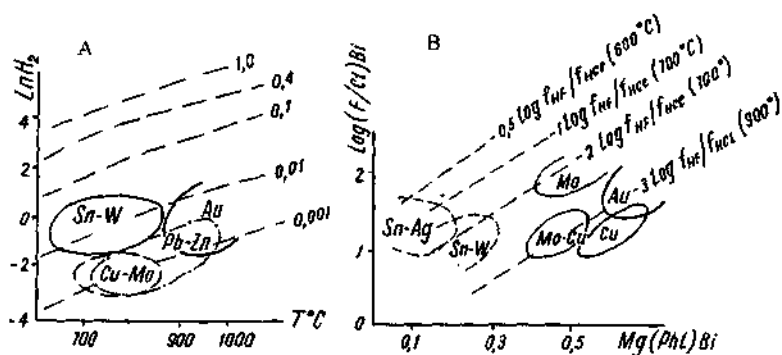


Рис. 68. А – фугитивность водорода по активности аннитовой составляющей в биотитах РМС (на примере разнопрофильных рудных районов). Пунктирные линии – линии равных отношений фугитивности водорода и кислых породах с парагенезисом $Bi+Kfш+(+Ilm)$ при определенной температуре (Аченко, 1991; Сахно, 1994; и др.). В – соотношения $\lg \times F/Cl$ и флюопитовой составляющей (xMg) в биотитах кислых магматических пород РМС (оловоносных, молибденовых и др.) на примере рудоносных районов Дальнего Востока и Западных штатов США. Пунктирные линии – линии равновесных соотношений фтора и хлора в гидрокислой группе биотитов (расчеты по Munoz, 1984)

Фтористость и хлористость флюида, как отражение степени окисленности при эволюции системы, может быть рассмотрена на примере оловоносных РМС Дальнего Востока (Баджалской, Омсукчанской, Кавалеровской и др.). В каждой из них, несмотря на схожесть, т.е. высокую восстановленность флюидов, эволюция имеет свой тренд. Для Баджалской – от начальных фаз к заключительным она остается на одном уровне. Это весьма важный фактор, т.к. олову (Sn^{+2}) ограничены условия рассеивания и пе-

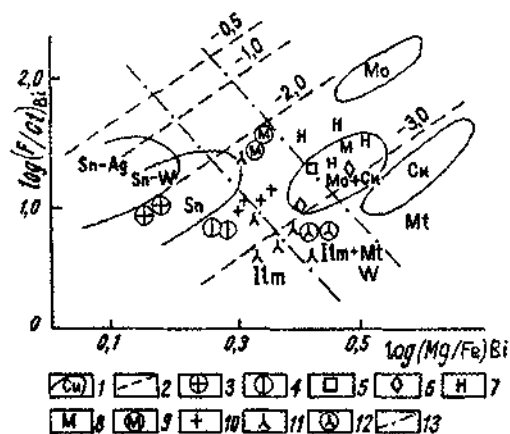


Рис. 69. Диаграмма соотношений F/ОН и флогопитовой составляющей в биотитах кислых магматических пород РМС Дальнего Востока (оловоносных, молибденовых, медно-порфировых и др.) и Западных штатов США (Mo-Henderson, Cu-Santa-Rita) (Сахно, 1994; Gunow et al., 1980; Brimhall, Crerar, 1987).

1 – поля фигуративных точек биотитов из рудосных комплексов; 2 – линии равных отношений $\log(f\text{HF}/f\text{HCl})$, рассчитанных по активности минералов биотита и соотношений фтора и хлора в гидроксильной группе биотитов с учетом температуры; 3-4 – магматические комплексы Баджальской (3) и Комсомольской (4) РМС; 5 – гранитоиды молибденовых комплексов Селинской РМС; 6 – гранитоиды с Mo-Cu порфировой минерализацией южного обрамления Куйдусунской зоны (Прихотье); 7-11 – гранитоиды Кавалеровской РМС; 7 – новгородский комплекс, 8-9 – араратский комплекс, 10-11 – богопольский комплекс; 10 – кривопадинские граниты, 11 – дайки и лавы; 12 – богопольская интрузия Эмбагоуской РМС; 13 – магматические серии: Ilm – ильменитовая; Ilm+Mt – ильменит-магнетитовая; Mt – магнетитовая и их разделяющие линии

переход к олову (Sn^{4+}) до заключительных предрудных фаз, когда происходит инверсия флюида. В Омсукчанской РМС это соотношение значительно колеблется и часть олова кристаллизуется в магматическую стадию в виде акцессория. Различная величина $\log(f\text{HF}/f\text{HCl})$ свойственна для этих структур (рис. 68В, 69, 70; табл. 63-66).

В оловорудных полигенных структурах, помимо гранитоидных интрузий, одновременно внедрены глубинные монцитониты, флюидная фаза которых отличается более высокой степенью окисленности ($f\text{O}_2 = -12,5-14,0$) и высокой фугитивностью хлора ($\log f\text{HF}/f\text{HCl} = -3,2-3,5$). Такое совмещение имеет большое значение для характера рудной формации. В хлоритиновых (халькофильных) РМС фугитивность кислорода значительно выше как в высокотемпературной, так и гидротермальной стадиях. Воз-

растает фугитивность хлора. При этом, наблюдаются значительные колебания параметров $f\text{HF}$, $f\text{HCl}$ (табл. 67; рис. 70). В качестве примера приведены интрузии Муникано-Тонумской и других РМС, с которыми связаны порфировые, молибден-медно-порфировые и золоторудные формации. Для них характерны, как правило, но не всегда (табл. 67,68), значительно меньшие концентрации фтора, чем это свойственно для оловоносных РМС, соотношения F/Cl и F/O отличаются низкими величинами. В гидротермальных фациях – сдвиг в сторону более окислительных условий и более высоких концентраций хлора еще более значительный.

Соотношения параметров и величин фугтивности кислорода, хлора, фтора в различных РМС, отличающихся составом магматических формаций и рудным профилем, представлены в табл. 69, 70 [Максимов и др., 2000]. Помимо Баджальской РМС здесь представлены Леурваамская с золото-серебряносным профилем, Унейваамская с серебро- и оловянной минерализацией, на Чукотке и Жировская (Камчатка, Мутновская группа вулканов) с золото-серебряным рудопроявлением. Как видно из анализа данных, закономерности, описанные выше, прослеживаются и для других РМС, находящихся за пределами Дальнего Востока.

Не рассматривая детально режим и эволюцию флюидов для РМС различного профиля следует наметить основные закономерности:

1. Наиболее высокой рудоносностью отличаются гранитоидные РМС, в которых отмечается наиболее высокая флюидонасыщенность, устойчивый режим газов в расплавах от ранних фаз к заключительным этапам и гидротермальным стадиям.

2. Оловоносные, олово-вольфрамоносные РМС характеризуются, наряду с высокой флюидонасыщенностью расплавов, высоким соотношением фтора к хлору и устойчивым режимом восстановленных газов (низкой фугтивностью кислорода) от ранних магматических фаз вплоть до предрудной стадии, когда происходит инверсия газов, резкое возрастание степени их окисленности и доли хлора в составе галогенов, что приводит к экстракции олова из расплавов и его окислению ($\text{Sn}^{2+} \rightarrow \text{RSn}^{4+}$) и рудоотложению.

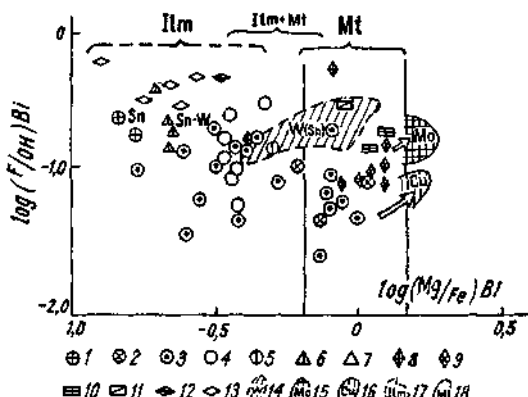


Рис. 70. Диаграмма соотношений F/OH и флогопитовой составляющей в биотитах магматических комплексов и гидротермальных биотитов рудоносных зон РМС Дальнего Востока и Западных штатов США (Сахно, 1994; al., Gunow et 1980; Brimhall, Crerar, 1987).

1-4 – Баджальская РМС: 1 – верхне-урмийские граниты, 2 – силлиские, 3-4 – экструзивные покровные фации баджальского комплекса; 5 – чалбинские граниты Комсомольской РМС; 6-7 – Верхне-Аллахская олово-вольфрамовая РМС; 8-9 – Комсомольская и Селитская РМС (молибденовые – 8, меднопорфировые – 9); 10-11 – комплексы гранитоидов южного обрамления Куйдусунской зоны (медные и золотоносные); 12-13 – комплексы Омсукчанской РМС (оловоносные и олово-серебряносные); 14-16 – поля гидротермальных биотитов рудоносных РМС: 14 – вольфрамоносных и оловоносных, 15 – молибденовых, 16 – меднопорфировых (по данным месторождений ДВ и Западных штатов США (Ague, 1988)); 17-18 – области развития ильменитовых (Ilm), ильменит-манетитовых (Ilm+Mg) и магнетитовых (Mg) магматических комплексов их разделяющие линии

Параметры флюидного режима магматических комплексов (по составу биотита)
рудно-магматических систем вулканических поясов Дальнего Востока

№ п/п	X _{Mg}	X _{Sid}	X _{Ann}	F, %	Cl, %	log X _F /X _{Cl}	log F/OH	log f _{H₂O} /f _{HCl}	log f _{H₂O} /f _{H₂}	log f _{H₂} /f _{HCl}	lnf _{H₂}
1	0,232	0,415	0,353	0,86	0,19	0,923	-0,907	1,666	3,648	-1,982	-0,708
2	0,289	0,341	0,370	0,57	0,20	0,724	-1,107	1,557	3,928	-2,371	-0,764
3	0,006	0,857	0,137	1,13	0,39	0,735	-0,741	1,748	3,137	-1,390	0,346
4	0,393	0,260	0,346	0,41	0,52	0,172	-1,258	0,955	4,212	-3,257	-1,547
5	0,457	0,302	0,240	0,24	0,28	0,203	-1,509	1,113	4,524	-3,411	-2,249
6	0,271	0,654	0,074	1,94	0,13	1,444	-0,491	1,695	3,223	-1,528	0,554
7	0,600	0,123	0,277	2,34	0,31	1,153	-0,404	0,682	3,615	-2,933	-1,671
8	0,107	0,504	0,389	1,33	0,33	0,876	-0,648	1,601	3,233	-1,631	-0,036
9	0,153	0,350	0,518	1,93	0,56	0,810	-0,449	1,249	3,123	-1,874	-0,332
10	0,054	0,799	0,147	1,95	0,66	0,743	-0,445	1,368	2,908	-1,539	2,000
11	0,208	0,545	0,247	2,28	0,45	0,975	-0,364	1,221	3,052	-1,831	-0,999
12	0,028	0,972	0,000	1,14	0,56	0,578	-0,742	1,549	2,993	-1,444	1,909
13	0,312	0,058	0,630	0,33	0,25	0,393	-1,350	1,424	4,259	-2,835	1,525
14	0,307	0,172	0,521	0,64	0,32	0,576	-1,045	1,312	3,923	-2,611	-0,726
15	0,568	0,118	0,314	1,66	0,32	0,986	-0,573	0,747	3,750	-3,003	-0,975
16	0,532	0,052	0,415	0,88	0,38	0,636	-0,901	0,794	4,050	-3,260	-0,206
17	0,407	0,129	0,464	0,50	0,09	1,018	-1,173	1,689	4,171	-2,482	-1,465
18	0,447	0,178	0,375	0,66	0,13	0,982	-1,048	1,451	4,079	-2,628	-1,714

Примечание. Оловоносные гранитоиды РМС (1–12): Баджалская РМС (ильменитовая серия): 1 – экзтрузия гербинской фазы; 2 – экзтрузия аракотской фазы; 3 – Верхне-Урмийские граниты; 4 – монцогранодиориты, силнический комплекс; Кавалеровская РМС (ильменит-магнетитовая серия): 5 – монцитоны; Березовский массив; 6 – лейкограниты, Березовский комплекс, 7 – гранодиориты, новогорский комплекс, Угловская уструктура; 8 – аплиты, шумнинский комплекс; Омсукчанская РМС (магнетит-ильменитовая серия): 9–10 – крупнозернистые граниты, массив Маяк; 11–12 – крупно- и мелкозернистые граниты и невадиты Северо-Омсукчанского массива и штока, Халькофильные РМС (13–18). Магнетитовая серия: Дальнегорская, дальнегорский блок (Pb-Zn): 13–14 – гранодиориты, дальнегорский комплекс; Краснореченский блок (олово-полиметаллический профиль оруденения). 15–16 – граниты, дальнегорский комплекс; Тонумо-Муниканская РМС (Mo-Cu порфировый тип оруденения): 17 – монцитониты, бургалийский комплекс; 18 – тонумские граниты, тонумский комплекс.

3. Золотоносные РМС, а также меднопорфировые, отличаются высоким отношением хлора к фтору, высокой степенью окисленности флюидной фазы в расплаве. Это соотношение на различных этапах эволюции РМС меняется.

4. Детальные исследования режима галогенов по составу биотитов позволяют проследить эволюцию режима в процессе формирования плутона и рудоотложения на различных стадиях.

Состав газовой фазы из минералов-вкрапленников магматических пород РМС Дальнего Востока

№ пробы	Минерал (порода)	T°C	Содержания газов, объемные %					CO ₂ /CO	H ₂ O/H ₂	Тип минерального буфера (поле)	log fO ₂ ^{CU}	log fO ₂ ^{IK3}	log fO ₂	
			H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂							H ₂ O
Баджалский вулcano - плутонический комплекс														
M-851	Q (γ)	988	5.74	0,66	3.45	0,57	4,60	85,58	1,33	14,90	W1	-14,12	-12,50	-12,99
M-685	Fsp (γ)	700	2,77	0,00	3,69	0,02	0,28	93,24	0,075	33,66	Q1F11	-23,50	-17,84	-18,59
M-802	Q (γ)	620	2,75	0,82	8,25	0,16	2,75	85,26	0,33	30,77	Q1F	-24,93	-20,28	-21,75
M-1417	Fsp (γ)	610	9,07	0,18	9,07	0,09	9,07	72,53	1,0	7,99	MW[W]	-24,35	-21,78	-22,41
M-665	Pl (γ)	970	16,67	2,33	6,67	1	10	6,33	1,49	3,79	MW-Q1F	-14,35	-13,96	-14,20
Лезурваамский вулcano-плутонический комплекс														
ПН-42-380	Fsp (λ)	1100	13,33	0,025	7,49	1,49	11,80	65,84	1,57	4,93	MW[W]	-13,54	-13,05	-13,41
ПН-32-281	Q (λ)	980	18,81	0,37	31,49	0,12	12,76	36,42	0,40	1,49	MW[W]	-15,23	-14,31	-14,72
ПН-32-277	Fsp (λ)	955	3,01	0,00	0,83	0,42	1,66	94,05	2,01	31,24	MW[W]	-14,32	-12,32	-12,82
ПН-2566-1	Q+Pl (λ)	1100	2,43	0,09	1,04	0,21	1,08	95,15	1,04	39,15	MW-Q1F	-12,50	-9,96	-10,40
ПН-203-1528	Q+Pl (λ)	1100	3,88	0,05	1,56	0,20	1,89	92,42	1,21	23,81	MW[W]	-12,30	-10,40	-10,80
Унсейваамский вулcano-плутонический комплекс														
ПН-123-1354	Pl+Q (λ)	850	7,07	0,04	3,86	0,18	1,75	87,09	0,45	12,32	W1	-17,92	-15,17	-15,58
ПН-123-1353	Q+Pl (λ)	950	8,44	0,07	9,19	0,48	2,84	78,97	0,31	9,36	W1-Q1F	-16,11	-13,32	-14,17
ПН-122-1344 ⁴	Q+Pl (γ)	950	4,72	0,21	4,92	0,27	1,57	88,32	0,32	18,71	W1-Q1F	-16,08	-12,91	-13,58
ПН-125-1366	Pl+Q (λ)	950	3,46	0,02	2,89	0,00	0,35	93,27	0,12	26,96	Q1F11	-16,92	-12,60	-13,11
Жировской вулcano-плутонический комплекс														
ЮМ-1826	Fsp (δ)	1100	5,16	0,04	1,34	0,12	5,90	87,44	4,40	16,94	MW	-11,11	-10,61	-10,75
ЮМ-1826	Q+Pl (δ)	1100	4,95	0,00	1,87	0,07	4,70	88,42	2,51	17,86	MW	-11,59	-10,56	-10,77
ЧА-234	Pl+Fsp (qδ)	1000	7,32	0,06	2,77	0,15	3,78	85,92	1,36	11,73	MW[W]	-13,82	-12,42	-12,67
ЧА-942	Pl+Q (γδ)	1000	2,66	0,04	1,15	0,00	0,92	95,23	0,80	35,80	MW[W]	-14,27	-11,45	-11,74
ЧА-235	Q+Fsp (γ)	1100	2,65	0,04	1,13	0,16	19,07	76,96	16,87	29,04	QMF	-9,93	-10,14	-10,22

Примечание. Величина log fO₂ (бар) оценивалась по парам компонентов H₂O-H₂ (log fO₂^{IK3}), CO₂-CO (log fO₂^{CU}) и по валовому составу газовой фазы (log fO₂) при давлении 1 бар. T°C - температуры, используемые при оценке log fO₂. Условные обозначения минералов и пород соответствуют общепринятым. Анализ выполнен на газовом хроматографе ЛХМ-8Д. Аналитик - Н.П. Коноватова. ДВГИ ДВО РАН (Максимов и др., 2000).

5. Использование данных по флюидному режиму, особенно галогенов, с учетом геологических, петрологических и геохимических особенностей и условий кристаллизации позволяет прогнозировать характер, тип оруденения и перспективность гранитоидного магматизма РМС.

Системы углеводородного профиля

В отличие от известных РМС, где обозначена взаимосвязанная пара – магматический комплекс–рудная формация, в которой магматизм является источником рудных компонентов и его эволюция приводит к формированию рудных формаций при определенных термодинамических процессах, а флюид выступает как переносчик (комплексообразователь) рудных металлов, то в системе углеводородного типа (если так можно назвать) углеводородный флюид (в большинстве метан и его гомологи) имеет глубинные корни и связан с определенными оболочками Земли, где он синтезируется. Возможные глубины его синтеза можно только предполагать по термодинамическим расчетам [Маракушев, 1992; Карпов и др., 1998; Никольский, 1978; Кропоткин, 1995; Войтов, 2000; и др.].

Давно установлено, что метан, его высокие концентрации сопряжены с сейсмоактивными зонами Земли – разломами как на континентальных, так и океанических плитах. Установлено, что холодная дегазация метана в томосферу (по изотопным данным) во много раз превышает биогенные источники. Бурение сверхглубинных скважин на Кольском полуострове еще раз подтвердило, что древние кристаллические породы фундамента содержат огромное количество абиогенного метана. Это же относится и к вулканическим центрам, особенно к долгоживущим центрам. Примером может быть кальдера Узоя, где были отмечены тяжелые гомологи метана. Известны и другие примеры. Так, на шельфе Вьетнама добывают нефть из месторождения "Белый Тигр" из гранитного массива с глубины 3000–3500 м. Покрышками залежей являются палеоген-неогеновые глинистые пачки мощностью всего 10–20 м [Обжиров, 2000]. В Китае, в депрессии (Люхэ) рифта Тяньлу, сложенной на 70–90% покровами базальтов, добывают нефть с глубины 800–1000 м.

Газовый анализ минералов и стекол из базальтовых вулканов вокруг впадины Сунляо, в которой сосредоточены большие запасы нефти [Ma et al., 1989], показали высокие содержания метана, на порядок выше при сравнении с подобными образованиями других районов Дальнего Востока. Это же можно сказать и о содержании метана в минералах из пород фундамента (палеозойских) Хасанского района, приуроченных к поздне меловым центрам вулканизма [Обжиров, 2000], где также обнаружены повышенные концентрации метана.

Имеются многие другие примеры высоких концентраций метана, приуроченных к вулканическим центрам. Если рассматривать Амурскую мегаструктуру с теми особенностями глубинного строения и эволюции, что бы-

ли даны выше, то можно предположить, что нефть и газ впадины Сунляо могут быть abiогенного происхождения, а дегазация газов, в том числе и метана, связана с плюмом. Это предположение строится на особенностях изотопно-геохимической эволюции, что рассматривалась выше.

Полученные результаты определения изотопов углерода из вулканических лав вулканов, расположенных непосредственно у впадин Сунляо показали в среднем $\delta^{13}\text{C}$ от $-24,0$ до $44,0\%$, т.е. на 20% и более промилле больше величин углеводорода биогенного происхождения. Сравнивая эти данные с известными измерениями состава углерода метана Хибин по известным литературным источникам, которые относятся к мантийным, а также из рифтовых зон [Gamo Tshitaca et al., 1987; Галимов, 1973 и др.], можно заметить существенный разброс. Но более высокие величины $\delta^{13}\text{C} = -14,0-24,0$ свойственны глубинным фациям.

Вероятно, смешанный характер результатов вполне закономерен, так как мы брали пробы из поверхностных частей вулканических построек.

Как отмечалось выше, весьма интересны данные по вулканическим центрам мелового-палеогенового вулканизма Хасанского района Приморья, расположенного непосредственно у обширной мелководной бухты Экспедиции. Не исключено, что вулканические центры имеют определенный подсос углеводородов из близлежащих бассейнов. Но наличие высоких содержаний CH_4 в породах фундамента (пегматитах), на котором располагается вулканическая постройка, все же указывает на то, что дегазация метана имела региональный характер, а вулканические центры являлись проводниками при извержении в соответствующую эпоху.

Исследованиями проведенными учеными многих стран, результаты которых суммированы в работе Г. И. Войтова [2000] показано, что холодная дегазация метана в томосферу достигает огромных размеров. Точные лазерные исследования над известными крупными месторождениями дают огромные цифры исхода метана в литосферу. Как считает автор, если подсчитать объем этого исхода за время существования таких месторождений (десятки и сотни миллионы лет), то можно полностью уверовать, что они давно были бы исчерпаны, если бы не было подтока углерода из глубины, т.е. из мантийных областей. Такое положение может показаться абсурдным, но главным источник нефти – мантия, возможно нижняя мантия или даже область внешнего ядра и нижней мантии. Последние геофизические томографические исследования с помощью длинноволнового сейсмографа показали наличие на внешней границе ядра огромных поднятий (протуберанцев или "buble"), которые дают импульсы для движения плюмажей – газовых струй (главным образом водорода и других газов) [Wolfs et al., 1997 и др.]. Цепочка связи: активность внешнего ядра и появления больших поднятий на поверхности установленных сейсмическими методами – вулканизм и активный газовый режим с эманацией высоковосстановленных газов, установленных как на современных вулканах, так в лавах древних

вулканах, закапсулированных в стеклах и формирование газовых и нефтяных месторождений – такой возможный путь развития газовых полостей у поверхности Земли, под покрывкой, не позволяющей уходить в томосферу метану, газу, который практически не растворяется ни в расплаве ни в воде.

Уход метана из земной оболочки в томосферу фиксируется инфракрасным излучением. Такими эффектами были обусловлены огромные по площади аномалии в районах разломов, а также зоны сильнейших землетрясений в Средней Азии в 1984 и др. Большие аномалии уходящего метана расположены над крупнейшими месторождениями Сибири, Аравийского полуострова и др. районов. Исследования изотопов уходящего с поверхности Земли метана, проведенные американскими и российскими специалистами [Vambridge et al., 1961; Кейлис-Борок, 1989 и др.], показали, что рифтовые зоны как и другие активные структуры – линейные и кольцевые разломы являются дренирующими системами. Мировой океан как и континент обладают высоким потоком выходов углеводородных газов [Войтов, 2000]. И среди всех структур Мировой океан обладает наиболее высокой плотностью исхода газа: водорода, гелия, метана. В этом ряду вулканические центры, особенно долгоживущие (плюмовые точки) исходя из изотопных данных [Haggerty, 1994], поставляют на поверхность большое количество восстановленных газов: водорода, гелия и тяжелого метана.

Один из главных вопросов в нефтяной геологии – это наличие структурных ловушек. Такими структурными ловушками могут быть осадочные толщи, экранирующие выход на поверхность глубинных газов. Но есть примеры, когда в качестве коллекторов были пористые магматические породы: зоны выветривания гранитов, мощная толща пористых базальтов и т.д.

Известно нефтяное месторождение в рифтовой зоне Тяньлу (Китай, провинция Ляонин), где в приразломном грабене, сложенном на 90% палеогеновыми базальтами мощностью около 2000 м, вместилищем нефти являются пористые базальты. Китайские геологи берут из них нефть [Lu et al., 1998; Обжиров, 2000 и др.].

Еще раз рассматривая впадину Сунляо, где находится крупное месторождение нефти и где мощность мезозойских осадков $\approx 5-6$ км в центре, а толща сложена озерными, озерно-речными и терригенными осадками при особенностях глубинного строения – резкое сокращение коры и подъем астеносферной мантии, активный вулканизм на протяжении более сотни млн. лет вокруг этой впадины, при наличии изотопных данных по углероду, близкому к мантийному, возникает предположение отнести происхождения нефти к абногенному типу.

Условия высокой восстановленности, которые прослеживаются в эволюции магматизма, сопровождающего формирование этой впадины могут быть косвенным доказательством эволюции флюидов этой структуры.

Дегазация из плюмовых точек как считают ученые достигает больших масштабов. Она влияет на озоновые слои Земли благодаря тому, что в томосферу вместе с такими газами как хлор и его соединения выносятся большое количество водорода, метана, углекислого газа и т.д.

На схеме (рис. 71) показаны зоны интенсивной дегазации газов из недр Земли в сопоставлении с областями стабильного разрушения ее озонового слоя [Маракушев, 1999; Сьвороткин, 1993]. Как видно, центры интенсивной дегазации и области разрушения озонового слоя совпадают с горячими точками восходящего плюма (Исландия, Красноморский рифт, Гавайская и др.). Эти районы на основе геофизических исследований и глубинной томографии отнесены к плюмам.

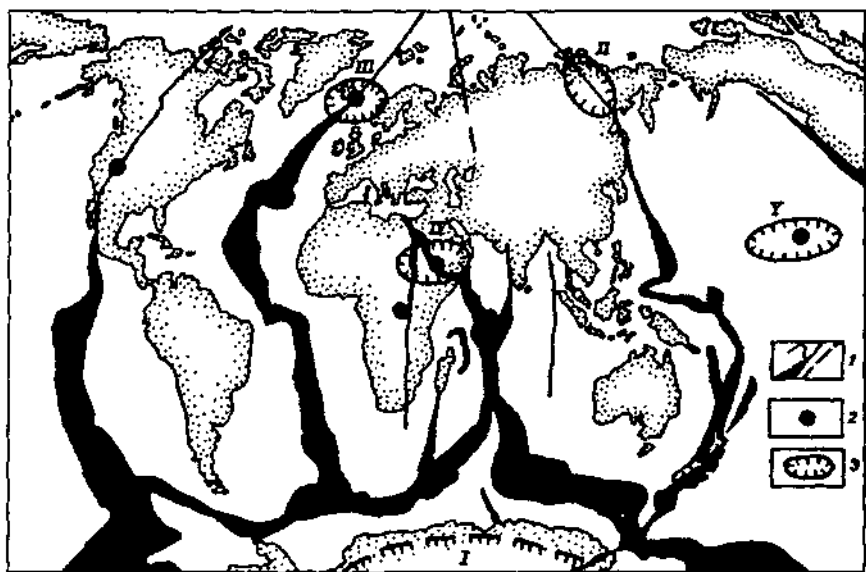


Рис. 71. Структуры интенсивной дегазации Земли в сопоставлении областями стабильного разуплотнения её озонового слоя.

1 – мировая система рифтовых структур, интенсивность дегазации вдоль которых отражена толщиной линий; 2 – центры дегазации Земли с соотношением содержаний изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ выше 10^{-5} ; 3 – области разрушения озонового слоя Земли (озоновые дыры); I – Антарктическая, II – Индигирская, III – Исландская, IV – Красноморская, V – Гавайская

Все эти примеры лишний раз подтверждают, что любое восхождение плюма, а тем более многократное, как это свойственно для Амурской мегаструктуры сопровождалось выносом огромного количества газов, в том числе и метана. Структура, в которой удалось сохранить постоянное поступление газовых струй, в настоящее время являетсяместилищем месторождений нефти и газа.

Таблица 71

**Состав газовой фазы из минералов-вкрапленников магматических пород
вулканических центров**

№ пробы	Минерал (порода)	T°С	Σ V, см ³ /кг	Содержания газов, объемные %					
				H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O
O-1950/2	стекло	900	6034,71	0,07	0,00	0,15	0,00	0,07	99,71
O-1950/2	оливин	900	9975,37	0,09	0,00	0,09	0,00	0,17	99,64
O-1950/6	о.м.	900	1720,23	1,62	0,00	1,08	0,17	6,41	91,82
O-1947/4	стекло	900	5005,88	0,09	0,00	0,06	0,04	0,37	99,435
O-1949/2	стекло	900	4953,21	0,28	0,00	0,21	0,00	0,57	98,93
O-1950/5	стекло	900	2125,19	0,00	0,00	0,23	0,01	1,84	97,92
O-1943/3	стекло	900	3517,65	0,47	0,00	0,58	0,69	0,42	98,53
O-1950/1	стекло	900	14077,98	0,05	0,00	0,06	0,00	0,16	99,73
O-1950/3-4	стекло	900	1939,86	2,26	0,00	3,43	0,46	3,12	91,07
O-1949/5	стекло	900	4082,34	0,14	0,00	0,08	0,01	0,55	99,22
O-1638	пегматик КПШ Q	1000	3700,2	0,89	0,00	2,41	1,89	2,4	92,7
		1000	2461,0	0,35	0,00	3,10	0,92	1,9	94,7
O-1344	базалит (стекло)	1000	4586	0,17	0,00	0,11	0,23	0,49	98,00
O-1748	андезит рог. пбм.	1000	7600	0,28	0,00	0,89	1,17	6,01	91,05
			9748	2,47	0,00	4,03	1,99	5,01	86,50

Примечание. Определение газов проводилось на газовом хроматографе ЛХМ-8Д. Аналитик Н.П. Коновалова. Результаты анализов проверялись на колиброванных смесях.

Пробы № 1-10 - Лавы четвертичных извержений в в. Хэйлушань и Хошоугоу (группа Удалини). № 11-13 - Полеогеновые вулканические центры п/о Граббе, Приморье.

Представляется, что необходим более глубокий анализ размещения ореолов распространения кимберлитовых трубок и нефтегазоносных районов Сибири.

Даже поверхностный анализ показывает, что существует определенная зависимость связи проявления глубинного магматизма (нижемантийного) с обширными нефтяными провинциями Сибири. Можно считать, что там, где существует глубинный вулканизм и перекрывающие их породы, которые служат ловушками, там возможны и крупные месторождения нефти.

Наиболее детально изученная Амурская мегаструктура, расположенная в пределах Амурской плиты, представляет оvoid с опущенным центральным ядром (впадина Сунляо), предположительно в результате позднекайнозойской активизации. Глубина впадины около 6 км, она выполнена континентальными нефтегазоносными осадками. В пределах блоков (микроратон) известны трубки кимберлитов и лампритов. Здесь же известны миоценовые, плейстоценовые и голоценовые многочисленные проявления щелочно-базальтового вулканизма с включениями гранатовых, гранат-

шпинелевых перидотитов, связанные как с рифтовыми структурами, так и ареальными полями (вулканы Удалянчи). Последние приурочены к краевой части впадины Суляя. По периферии кратона в складчатом обрамлении располагаются рудно-магматические системы (РМС) мантийно-корового магматизма с корневыми зонами (зоны разуплотнения в мантии), уходящими на глубину 60-100 км. Это зоны высокой рудоносности с высоким устойчивым потоком глубинных восстановленных флюидов и галогенов. Им свойственно формирование большеобъемных месторождений олова, вольфрама, золота и т.д.

Анализ изотопных данных (Sr, Nd, Pb) по глубинным основным и ультраосновным породам и мантийным включениям в них, характер распределения REE, LIL и газов в минералах различных фаций глубинности, а также геолого-геофизические данные дают основание считать, что кратоны мегаструктуры имеют глубинные "кили". Породы мантии, особенно центральные части мегаструктуры, отличаются высокой деплетированностью. Это хорошо фиксируется по соотношению изотопов свинца. Это характерно и в отношении литофильных элементов (Li, Rb, K и т.д.), степень деплетированности которых увеличивается в более молодых расплавах, что возможно связано с неоднократной активизацией. В глубинных породах, во флюидных включениях отмечается высокая доля восстановленных газов (H_2 , CH_4 , CO), а также фтора. В РМС, расположенных по периферии свода (Баджал и др.), это определяет своеобразный фтористый тип оруденения при высокой восстановленности газов и высокой железистости минеральных фаз. С другой стороны – высокий поток углеводородов может предполагать формирование нефтегазовых месторождений впадины Суляя в центре Амурской мегаструктуры.

Анализ изотопных данных (Sr, Nd, Pb и др.) по породам и включениям перидотитов, особенностей распределения LIL и REE, флюидной фазы в минералах глубинных фаций, а также геолого-геофизических исследований позволяет сделать следующие выводы:

а) плумовый вулканизм имеет нижне-мантийную природу, возможно связан с "D" слоем;

б) термальная история и эрозия субконтинентальной литосферы была сложной и связана с периодами тектоно-магматической активизации;

в) глубинные флюиды (в основном H_2 и CH_4) при движении в мантии и коре испытали сложную эволюцию. Они были главными носителями металлов и способствовали формированию рудных и, возможно, нефтяных месторождений.

Глубинное плавление протекает под воздействием восстановленных металлоносных флюидов. Это способствует возникновению магматических расплавов с высоким содержанием рудных металлов. Но это возможно при огромном и устойчивом потоке восстановленных флюидов. При этом рудные металлы практически не входят в состав породообразующих минералов,

которые по мере кристаллизации извлекаются из расплава, а расплав обогащается полезными металлами и флюидной фазой. Большеобъемность месторождений объясняется этим фактором – наличием повышенной концентрации элементов. составом (восстановленного) флюида и устойчивостью его режима. Примером могут быть месторождения олова Баджальской вулканической зоны, где нами детально изучен флюидный режим и петрогеохимические особенности его проявления.

Рассматривая особенности изотопных соотношений глубинных пород Амурской мегаструктуры на примере базальтов плюмового вулканизма, можно вполне определенно предположить вклад ЕМІ резервуара.

Учитывая особенности строения Амурской мегаструктуры, характер распределения пород плюмового вулканизма и особенности изотопно-геохимических параметров можно полагать, что эволюция структуры прежде всего определялась глубинными факторами.

Глава 7

**ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ СИСТЕМА
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПОЯСОВ.
ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И МАГМАТИЗМА**

Ранее было отмечено, что для Восточной Азии как области перехода от континента к океану характерна высокая активность тектономагматических процессов на протяжении всего фанерозоя. Но особенно активной была позднемезозойская эпоха, примерно начавшаяся 200 млн лет назад и сопровождавшаяся горизонтальным перемещением блоков континентальной литосферы этого региона и соответствующая Уилсоновскому циклу развития Земли. Этот период соответствует началу активности магматизма Тихого океана, началу раскрытия Атлантического океана, деструкции Пангеи и, таким образом, имеет глобальные масштабы проявления.

К этому периоду относится формирование циркумпацифических плутонических и, несколько позже, вулканических поясов в области континентального обрамления Тихого океана, т.е. с одной стороны, расширение океанического дна, а с другой — сжатие вдоль стыка океан—континент и начало развития континентального магматизма. Сопоставление магматических процессов Тихого океана, Американской и Азиатской частей тихоокеанского обрамления показывает, что этот процесс протекал близко одновременно и имел черты общего развития, хотя имеются и существенные различия. Это прежде всего определенная асимметрия в структурной зональности обеих ветвей. В Американской четко прослеживается зональность от древних плутонических поясов у береговой полосы к более молодым на западе. Формирование линейных вулканических поясов, как правило, по времени запаздывает по отношению к развитию плутонических. Зональность может быть более сложной и не везде выдержанной, как, например, в Береговом поясе батолитов Британской Колумбии. Что касается состава, то в целом для плутонизма Американской ветви выдерживается основная принципиальная его зональность, наиболее хорошо проявленная в батолитовом поясе Байя (Калифорния) сменой с запада на восток от более основных к кислым и калиевым. Но эта закономерность нарушается появлением сложной зональности: в центральной части пояса проявлены более кислые комплексы по отношению к западным и восточным (Береговой плутонический пояс Британской Колумбии). Перуанский Береговой батолитовый пояс является наиболее интересным в отношении проявления кольцевых комплексов, формирование которых отличается определенным шаговым интервалом, равным 35-50 км.

На Азиатской стороне Тихого океана зональность проявления усложнена в связи со структурными особенностями: наличием систем островных дуг, окраинных морей, блоковым строением континентальной части и особенностями геодинамического режима их развития. Тем не менее здесь прослеживается общая закономерность омоложения магматизма к океану и смена состава формаций с более кремнекислых и калиевых на более основные и натровые. Таким образом, сравнение магматизма Американской и Азиатской ветвей, с одной стороны, показывает, что общей закономерностью является зональность развития магматизма относительно океана, но в отношении направленности (восток-запад-восток) — противоположная. Причины этого явления не вполне ясны.

Общеизвестно, что магматизм вокруг Тихого океана является полициклическим и полихронным. Полихронность его развития доказывается, прежде всего, приуроченностью к одним и тем же структурам, чаще всего к глубинным разломам разновозрастных магматических комплексов. Так, для Востока Азии многие разломы существовали на протяжении всего фанерозоя. К ним как магмогенерирующим структурам приурочены магматические образования, слагающие протяженные многофазные, полихронные массивы. Датировки возрастов многофазных внедрений в батолитовых поясах, основанные на K-Ar, U-Pb и Rb-Sr методах, показали, что некоторые массивы представлены разновозрастными телами с диапазоном формирования от раннего палеозоя до позднего мела. Так, многие массивы плутонического пояса Юго-Восточного Китая сложены фазами с возрастом от 210-230 до 80-140 млн лет, т.е. магматическая активность неоднократно проявлялась на протяжении 100-120 млн лет и была связана с одними и теми же структурами и зонами генерации магм (Чжугуаншаньский массив). Это же свойственно массивам батолитового пояса Сьерра-Невада, Южной Аляски (Alaska Ranges Talkeetue Mountains plutonic belt: 180-160, 80-45, 24-40 млн лет), Юго-Восточной Аляски (плутонические пояса с возрастом от 110-105 до 20-30 млн лет) и др. Таким образом, можно констатировать, что длительность развития плутонических поясов, приуроченных к определенным структурам, не является редкостью, а интервал в 100 млн лет является весьма обычным.

Как уже отмечалось выше, структурами, которые контролируют длительность развития магматизма, являются глубинные разломы, представляющие собой сутурные линии или зоны столкновения (коллизий) крупных геоструктурных блоков, вдоль которых проходят движения горизонтальные и вертикальные. Вертикальные движения сопровождаются развитием разломов, глубина которых будет определять характер магматизма от степени влияния мантийного подтока вещества по ним. При горизонтальном движении при фронтальном сжатии или косом скольжении в зависимости от этого возникают либо условия сжатия и плавления в верхней коре без участия глубинного вещества и формируются гранитоиды S-типа.

либо условия растяжения и проникания по разломам глубинных вышпавок с определенной долей плавления коревого вещества. Так формируются гранитоиды J-типа.

Формирование плутонических и вулканических поясов является особенностью не только Тихоокеанского пояса. Они широко известны в Альпийско-Гималайской складчатой области, на Бирмано-Таиландском участке складчатой системы, на Малаккском полуострове и в Индонезии (о. Борнео и др.). Как и в циркумпацифическом вулкано-плутоническом поясе, здесь они формируются на границе двух крупных плит: Индийской и Евразийской. Формирование их связывается с встречным движением этих плит в позднем мезозое, с закрытием Палеотетиса в индосинийское и яньшаньское время тектонических движений, приведших к "скупиванию" и надвигообразованию на границе блоков вдоль сутурных швов, с которыми связан офиолитовый меланж. Параллельно им вытянуты протяженные пояса батолитов (Трансгималайский, Бирмано-Малайский и др.) и континентальные пояса вулканитов.

Анализ размещения и возрастная корреляция магматизма и тектонических движений в двух крупнейших регионах Земли – Тихоокеанском и Альпийско-Гималайско-Индосинийском – по данным геологических исследований показывают, что существует структурная и возрастная взаимосвязь между характером движения, формированием сутурных швов с офиолитами, плутоническими и вулкано-плутоническими поясами. Эти данные на основе абсолютных датировок (K-Ar, U-Pb, Rb-Sr методов и др.) позволяют заключить, что формирование офиолитовых, гранитоидных и вулканических комплексов связано структурно, близко по времени и сопряжено с этапностью тектономагматических процессов. Модель такой взаимосвязи была рассмотрена ранее на примере Сихотэ-Алинской складчатой области при анализе плутонических и вулканических комплексов.

Подобная структурная и временная связь развития офиолитовых и плутонических поясов аналогична для многих регионов складчатых областей вокруг Тихого океана. Так в американском отрезке Тихоокеанского обрамления от Аляски до Мексики она наиболее характерна. В юго-восточной части аляскинского отрезка пояса выделяются шесть основных и шесть мелких плутонических поясов средне-позднемезозойского и раннекайнозойского возраста, которые занимают около 30% всей площади территории. Формирование поясов связано с горизонтальными движениями, субдукцией Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую континентальную окраину. Одной из особенностей плутонических поясов этого региона является полихронность их формирования. Начиная с раннего мела (по некоторым данным 140 млн лет, по другим – 100-115 млн лет) неоднократно проявляется гранитоидный магматизм (110-115, 74-85, 45-54, 20-30 млн лет) в одних и тех же структурах.

Основные пояса – Муир-Чичагов, Адмиралти-Ревиллгигедо. Клукован-Дюк и Береговой – плутонические пояса силлов, объединяемые общим названием "Береговой плутонический комплекс" и составляющие главную полосу батолитов этого региона, развивались поэтапно, но в связи с сутурным швом, "корнем" которого является базит-гипербазитовый клукван-дюкский комплекс, с возрастом в 100-115 млн лет. Гранитоидный плутонический пояс, сложенный гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами и монцонитами, имеет возраст также в пределах 100-115 млн лет. По геологическим данным он является более молодым по отношению к комплексу базит-гипербазитового состава. В свою очередь, интродуцирован гранитоидами пояса Адмиралти-Ревиллгигедо с возрастом 74-84 млн лет. Дискордантными по отношению к перечисленным выше являются образования плутонических поясов кайнозойского возраста, среди которых известны крупные и мелкие по размерам. Они отличаются весьма пестрым составом: от комплекса расслоенного габбро до щелочных гранитов. Весьма велика металлогеническая специфика этих поясов. С ними связаны различные рудопроявления – медно-никелевые, медно-порфиновые и молибденовые, вольфрамовые, золото-серебряные и полиметаллические и т.д.

Как отмечалось выше, характерным для данного региона является полхронность проявления магматизма, близкая по времени взаимосвязь гранитоидных поясов раннего этапа (Муир-Чичагов и Адмиралти-Ревиллгигедо) с базит-гипербазитовым магматизмом (Клукован-Дюк), представленным в некоторых случаях концентрически зональными массивами, что дает основание некоторым исследователям этого региона считать их "корнями" аккреционного блока (Gravina terrane), а границу между двумя гранитоидными поясами с приуроченной к ней офиолитовой ассоциацией, возможно, главной позднемезозойской сутурой.

В североамериканском звене плутонического пояса особое место занимает батолит Сьерра-Невада, вытянутый более чем на 400 км с севера на юг через восточную часть Калифорнии и шириной в 80-100 км. В геологическом отношении это поднятый блок земной коры, с востока и запада ограниченный сбросовыми разломными зонами, отделяющими его от метаморфического пояса главным образом в кайнозойское время. Восточнее он граничит с Большим Бассейном (Great Basin), вдоль восточного края которого в Береговом хребте развита офиолитовая ассоциация, сопряженная по серии разломов системы Сан-Андрес с францисканской толщей. Батолит Сьерра-Невада является сложным и состоит из множества дискретных плутонов, имеющих секущие контакты друг с другом, с возрастным диапазоном формирования от триаса до позднего мела. По данным абсолютного возраста на основе U-Pb метода этот диапазон измеряется от 210 млн лет до 88 млн лет. Выделяется несколько фаз: 210, 186-155, 155-125, 125-88 млн лет. Среди меловых гранитоидов омоложение фаз отмечается в за-

падном направлении. Центральная часть батолита представлена внедрениями с интервалом в 155-125 млн лет.

Таким образом, формирование батолитов Сьерра-Невада было полихронным с общим омоложением в западном направлении.

Нет необходимости более детально останавливаться на особенностях состава и эволюции пород батолита. Они опубликованы в известных трудах североамериканских геологов, многие из которых стали классическими [Bateman, Chapell, 1984; и др.]. Следует подчеркнуть, что батолит структурно и по времени сопряжен с зоной сжатия, проявленной в период невадидской орогенеза и формирования офиолитовой ассоциации, которую многие исследователи связывают с субдукцией Тихоокеанской плиты под Северо-Американский континент. В течение мела и до начала кайнозоя сформировалась сплошная структура североамериканской континентальной окраины с двумя основными орогенетическими фронтами: надвиговым поясом в горах Рокки Моунтайн на востоке и францисканской формацией и структурными элементами в Береговом хребте на западе.

Магматизм раннего кайнозоя запада и востока США в большей степени определяется структурной связью с системой горизонтальных правосторонних сдвигов вдоль глубинных разломов. Такой системой является линеймент Левис и Кларк на севере и линейменты Техас и Калтам на юге, на границе с Мексикой. К ней примыкает система разломов Сан-Андрес. Движения вдоль этих разломов создают геодинамическую пару, которая определяет развитие поперечных к ним раздвиговых зон различной глубины заложения, являющихся путями внедрения разноглубинных магматических расплавов. Такие пояса вулканитов протягиваются по обе стороны батолита Сьерра-Невада (вулкано-плутонические комплексы гор Кламат, Сьерра-Невада, Блу-Маунтин и др.).

На более позднем этапе вдоль них формировались пояса неоген-четвертичных среднеосновных вулканитов и мощные покровы базальтоидов Снейк-Ривер, плато Колумбии, рифта Рио-Гранде. Бассейнов и Хребтов. В позиции базальтоидных покровов и связанных с ними кислых вулканитов кальдерных неоген-четвертичных (плиоцен-плейстоценовых) комплексов многие американские исследователи усматривают структурную связь с глубинной системой Восточно-Тихоокеанского поднятия, "ныряющего" в районе Калифорнийского залива под западную часть Северо-Американского континента и фиксируемого повышенным тепловым потоком, аномалиями геофизических полей и т.д.

Возвращаясь к проблеме соотношения батолитов Сьерра-Невада, вулкано-плутонических поясов и офиолитов бассейна Грейт Валли, можно подчеркнуть, что они формировались последовательно и структурно связаны. Механизмом, обусловившим их проявления, как правило, предлагается субдукция океанической плиты под континентальную, т.е. встречные движения двух блоков. Батолитовый пояс формируется на границе вдоль суту-

ры в пределах континентального блока, в котором фиксируется повышение мощности коры (до 50 км). Мантия характеризуется зонами разуплотнения, связанными с повышенным тепловым потоком [Bateman, Chapell, 1984].

Циркумпацифический плутонический пояс не менее активно проявлен и в Южной Америке: в Боливийских, Перуанских и Чилийских Андах. Но наиболее отчетливо взаимосвязь проявления офиолитовых поясов, зон меланжа и плутонических гранитоидных и вулканоплутонических поясов устанавливается в колумбийском секторе Анд. Здесь выделяются два разновозрастных пояса офиолитов и батолитов, формирование которых проходило с интервалом во времени в 40 млн лет и более [Jacques et al., 1987] в раннем мелу и позднем сеномане – раннем палеоцене (80-60 млн лет) в период формирования движения океанической плиты и поддвига ее под континентальную.

Выделяются два периода субдукции, определенных радиометрически: ранний – в интервале 110-160 млн лет и поздний – 50-100 млн лет. В раннюю субдукцию были обдуцированы офиолиты (Rio San Francisco ophiolitic complex). Поздняя субдукция вызвала обдуцирование вдоль Западно-Кордильерского разлома Каука, ярумальского офиолитового комплекса. В отличие от первого этот комплекс состоит из серии пород, включающей толеиты, турбидиты, габбро и перидотиты.

Гранитоидные плутоны двух возрастных комплексов (110-160 и 50-100 млн лет) в Центральном Кордильерах развиваются унаследование и структурно связаны с двумя периодами субдукции и проявлены в виде двух цепочек, совмещенных в пространстве, но различающихся не только возрастом, но и составом. Следует подчеркнуть, что, как же как и в других регионах, плутонические пояса батолитов структурно сопряжены с офиолитами, но развиты параллельно им в пределах континентальных блоков, представленных древними образованиями докембрия–палеозоя.

Обдукция офиолитов сопровождалась образованием глаукофановых сланцев, возраст которых по данным К-Аг метода определяется в 125 млн лет.

В азиатской ветви Тихоокеанского пояса размещение плутонических, вулканических и офиолитовых поясов является более сложным. Если учесть блоковое строение Восточно-Азиатской окраины, а также юго-западной части Тихоокеанского сектора, включающих Австралийскую, Индийскую плиты и наличие окраинных и внутренних морей, то в соотношениях плутонических поясов относительно сутурных линий намечается та же тенденция. Наиболее подробно это рассмотрено на примере Юго-Восточной Азии, а также в области стыка южной окраины Азии и северной части Индийской плиты (рис. 72).

Обращает на себя внимание почти идеальная приуроченность плутонических поясов к зонам сутурных линий, разделяющих крупные геоблоки, составляющие суперконтинент палео-Евразии и Гондвану, консолидиро-

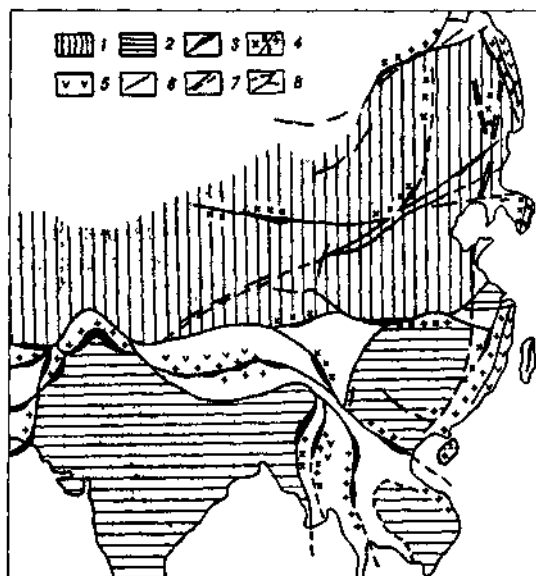


Рис. 72. Схема размещения офиолитовых и плутонических поясов юга и юго-востока Азиатского континента по [Mattauer, 1986] с дополнениями авторов.

1 - палео-Евразия, 2 - Гондвана, 3 - офиолитовые пояса и сутуры, 4 - пояса гранитоидов (а - палеозойские б - мезозойские), 5 - вулканические пояса, 6 - разломы, 7 - трансконтинентальные разломы, 8 - "коллаж" различных мелких блоков Палеотетиса

ванные в единое целое поздне-палеозойскими и индосинийскими движениями, но активизированных в поздне-мезозойское-кайнозойское время (яньшаньские и гималайские движения).

Сутурные линии, вдоль которых наблюдаются меланж, обдукция офиолитов, а также и интрузии, были активными в позднем палеозое, в раннем и позднем мезозое (индосинийские и яньшаньские движения). Офиолитовые пояса протягиваются на сотни и тысячи километров, фиксируя вдоль сутур разделение на отдельные разнородные блоки. Наиболее характерен в этом отношении "коллаж", возникший между палео-Азиатским континентом и Гондваной в период закрытия и последующие эпохи (в мезозое Тетиса; рис. 72).

Анализ геологических данных в последнее десятилетие [Tapponnier et al., 1986; Le Fort, 1986; Girardeau et al., 1985; Mattauer, 1986; Suensilpong et al., 1983; The Geology of China, 1986; и др.] показывает, что развитие плутонических поясов в позднем фанерозое в Юго-Восточной и Южной Азии сопряжено во времени и структурно с этапом коллизии на границе этих блоков и разделяющие их сутуры являются наиболее активными в отношении тектонических и магматических процессов. Как было отмечено в главе 2, с ними связаны поздне-мезозойские плутонические пояса Центрального Сихотэ-Алиня, Юго-Восточного Китая и Юго-Восточной Кореи. Поздне-палеозойские и индосинийские движения, наиболее активно проявившиеся в Китае и Индокитае, сформировали протяженные плутонические пояса вдоль сутурных линий, разделяющих Северо-Китайскую платформу от Се-

веро-Восточного Китайского блока: Алтын-Даг, Солунь-Силамулунь ("Иншань-Яньшаньская линия"), вдоль сутурной линии – Си Чоу-Масинь, Шаньян-Тунчэн ("Ниньлинская линия").

В Юго-Восточном Китае плутонические пояса сопряжены с сутурами, которые расположены либо в континентальной части (Шаосин-Синцзянская), либо по краю, в пределах Тайваня (Хуалян-Дун-тайская). С ними связаны палеозойские или мезозойские пояса батолитов.

На границе Индийской и Евразийской плит позднепалеозойская и мезозойская коллизии сформировали сложную систему складчатых комплексов, зоны надвига, офиолитового меланжа и плутонические пояса, с которыми связаны крупнейшие месторождения олова, вольфрама и других полезных ископаемых Таиланда, Бирмы и Китая.

Наиболее ярким примером этих соотношений могут быть структуры Гималаев, главной особенностью которых является линейное расположение основных элементов относительно границы Индийской плиты (рис. 73), разделенных серией параллельных разломов. Вдоль них отмечаются взбросы и надвиги, а также сутурный шов Ярлун-Цангпо ("Индо-Цангпо сутурная линия"). На всем его протяжении отмечаются выходы пород офиолитовых ассоциаций, данные по которым были получены в результате китайско-французских и китайско-американских совместных работ в этом регионе

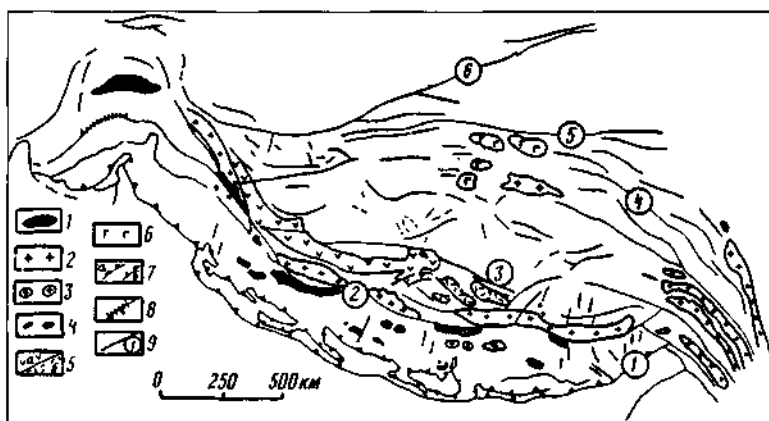


Рис. 73. Основные структурные элементы Гималаев и Тибета ([Le Fort, 1986; Tarronpiet et al., 1986; и др.] с дополнениями авторов)

1 - офиолиты; 2 - Транс-Гималайский батолитовый пояс; 3 - плутонический пояс Северных Гималаев; 4 - плутонический пояс Высочайших Гималаев; 5 - Транс-Гималайский пояс основных (а) и кислых (б) вулканитов; 6 - неоген-четвертичные базальтовые плато Северного Тибета (Цинхай); 7 - зоны надвига и поддвига: а - Главная пограничная, б - Главная центральная; 8 - зона развития голубых сланцев; 9 - основные разломы и сутуры: 1 - Главная пограничная зона разломов Гималаев, 2 - Ярлун-Цангпо (Индо-Цангпо), 3 - Андюо (разломы 32 градуса и др.), 4 - Цзингшаньцзян, 5 - Сигоу-Масинь, 6 - Алтын-Даг

[Girardeau et al., 1985; Le Fort, 1986; и др.]. На северной стороне этой сутуры, непосредственно к ней примыкая, развит Транс-Гималайский плутонический батолитовый пояс, представленный серией крупных плутонов, одним из которых является плутон Гандисэ. Батолитовый пояс вытянут вдоль Ярлун-Цангпо сутуры от Лхаса до Ладахи более чем на 2500 км. Возраст гранитоидов по данным U-Pb метода определен в 95 млн лет и близок к возрасту офиолитов (95-97 или 103-114 млн лет). Однако есть и другие данные относительно возраста офиолитов и гранитов. Они касаются различных участков этого протяженного пояса. Можно допустить, что на всем своем протяжении он формировался не одновременно. Следует остановиться на том, что пояс гранитоидов располагается среди древних пород, возраст которых определяется докембрием. Геохимические, изотопные и другие данные дают основание считать, что породы батолитового пояса образованы плавлением пород субстрата. Вместе с тем происхождение гранитоидов связывается с субдукцией андийского типа в результате коллизии Индийской и Евразийской плит.

К югу от сутурной линии Ярлун-Цангпо параллельно ему протягивается еще два плутонических пояса: лейкогранитовый Высоких Гималаев и гранитовый Северных Гималаев. Особенностью этих поясов является, так же как и предыдущего, большая протяженность (более 1900 км). Они представлены отдельными массивами двуслюдяных лейкогранитов и лейкоадамеллитов, по возрасту относящихся к палеоцену, а также характеризуются весьма выдержанным минеральным составом, но гетерогенны по стронциевой изотопии и гомогенны по свинцовой. Отличаются крайне низким содержанием редкоземельных элементов и тория. Полагают, что их происхождение связано с плавлением пород субстрата (гнейсов). Данные по изотопии Nd, Sr, Pb и ¹⁸O по некоторым массивам гранитов (массив Манасла, Эверест-Макалу и др.) согласуются с таковыми по породам фундамента [Le Fort, 1986; и др.].

К северу от сутурной зоны Ярлун-Цангпо выявлена серия глубинных разломов, среди которых наиболее протяженным является разлом Андуо (или Бангун-Нуцзянский). Вдоль разлома, представляющего собой сутурную линию, отмечаются выходы пород офиолитовой ассоциации. Разломы и сутурные швы являются зонами горизонтальных движений. Между разломами Ярлун-Цангпо и Андуо намечается целая серия раздвиговых зон, ориентированных под различными углами, но чаще поперечных к ним. Они явились структурами, вдоль которых в позднем мелу и палеоцене были извергнуты вулканы среднекислого состава, которые вытянуты параллельно батолитовому поясу. Эволюция вулканизма проявлена от более кислых и щелочных к средним типам в северном направлении (рис. 74).

Как считают большинство исследователей Гималаев вулканизм сопряжен с конечными фазами магматизма Транс-Гималайского плутонического пояса, внедрение которых приурочено к северным его бортам. Хотя в

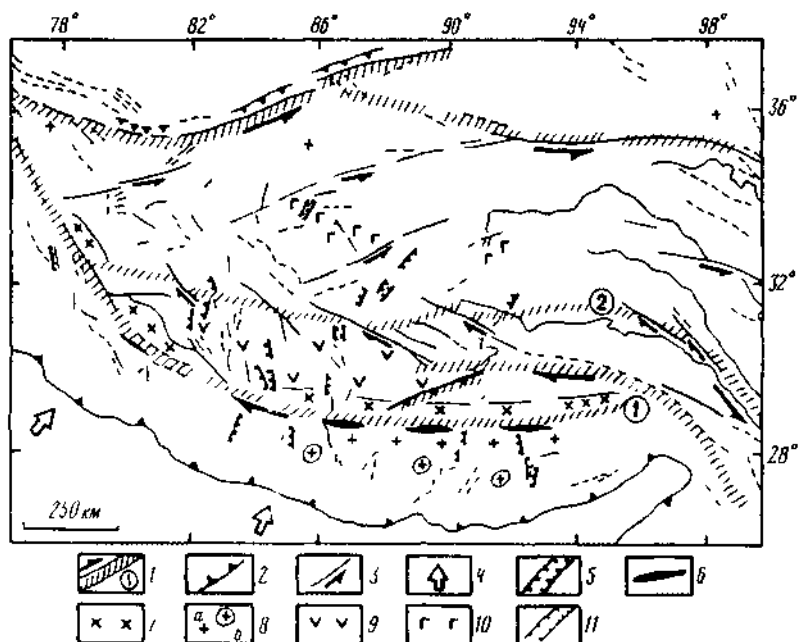


Рис 74 Схематизированная модель развития Гималаев и Тибета в позднем мезозое-кайнозое ([Tarronier et al. JS&6] с дополнениями авторов)

1 — глубокие разломы и направления горизонтальных движений по ним 1 — Ярлун-Цангпо, 2 — Андуо, 2 — Главная границная зона разломов и надвигов, 3 — мелкие поперечные зоны разломов и горизонтальных движений по ним, 4 — направление движения Индийской плиты, 5 — зона раздвигов рифтогенного характера, 6 — оphiолиты, 7 — Транс-Гималайский пояс батолитов, 8 — плутонические пояса а — Северо-Гималайский, б — Высоких Гималаев, 9 — вулканический пояс, 10 — покровы базальтов (N-Q), 11 — зоны поперечных растяжений и впадин

отдельных районах, в перекрывающих их осадочных образованиях, отмечаются обломки гранитов, которые, в свою очередь, перекрыты вулканитами. Еще одна особенность свойственна вулканитам — они по латерали сопряжены с областью развития гранитоидов плутонического пояса Высоких Гималаев.

К северу от разлома Андуо в районе Тибетского Плато (Цан-Тан) развиты современные базальтовые покровы (щелочные и субщелочные), которые покрывают значительную площадь (~90000 км²) и сопряжены с разломами хребта Кунь-Лунь, являющегося западной частью (Сююу-Масинь) Циньлинской сутуры.

Краткий обзор магматических образований Тибета и Гималаев еще раз показывает, что где проявились условия встречных сжатий, обусловивших стрессовые напряжения, скупивания, надвигообразования, следствием которых являются необычная мощность земной коры (до 70 км), там

возникают условия магматизма (образование гранитов больших объемов), которые, как это видно из анализа геологических данных, приурочены к границе жестких блоков коры и более мобильных зон, таких, как сутурные швы с обдущированными пластинами офиолитов. Сжатия, которые здесь возникают, по данным петрологических исследований, достигают 8-12 кбар и температур (по различным данным) от 500° до 850° С, при этом проявилась основная стадия метаморфизма, связанная с надвигообразованием вдоль Главного центрального надвига.

Отмечается определенная этапность развития тектонического и магматического процессов: формирование Транс-Гималайского батолита проходило в период максимального сжатия и надвигообразования вслед за обдукцией офиолитов. В жестких блоках вдоль сутуры создались условия плавления и внедрения основной массы пород батолита с последующим внедрением более поздних фаз вдоль северной границы батолита. Основная коллизия проходила в период мела-начала палеоцена. Новый этап коллизии в палеоцене вызвал формирование к югу от сутуры Ярлун-Цангпо в пределах Высоких Гималаев двух поясов батолитов: Высоких Гималаев и Северных Гималаев. Горизонтальными движениями вдоль сутуры Ярлун-Цангпо и Андуо сформировали систему раздвигов, поперечных к их простиранию, вдоль которых внедрились лавы кислого и среднего состава. Предполагается, что развитие вулканического пояса к северу от Транс-Гималайского сопряжено по времени с внедрениями к югу от него плутонов поясов Высоких и Северных Гималаев.

Вдоль восточного края Индийской плиты и кратонами Азиатского континента – Шантай, Китайским и Индосинийским – развита система плутонических и вулканических поясов, сопряженных с сутурными зонами, разделяющими эти кратоны, а также складчатые зоны, возникшие при коллизии Индийской плиты с Азиатской.

Наиболее протяженным является пояс батолитов, протягивающийся от восточного края Тибета до Малаккского полуострова вдоль системы сатур, разделяющие кратоны. Главным из них является субмеридиональная система Чанньи-Шуанцзянская (на севере Китая) – Нан-и Уттарадит (в северном Таиланде) – Бентун-Рауб (на Малаккском полуострове), разделяющая кратоны Шань-тай от Индосинийского. Восточнее протягивается разлом Цзиньшацзян и Хунхэ (Красная река), вдоль которого фиксируются выходы пород офиолитовой ассоциации. Как уже отмечалось выше, параллельно им размещаются плутонические и вулканические пояса Бирмы, Таиланда и Малазии, а также пояса Китая (провинция Юннань) и Вьетнама.

Соотношение плутонических, вулканических и офиолитовых поясов наиболее отчетливо проявлено в северном и центральном Таиланде и на юге Малазии [Suensilpong et al., 1983; и др.], где намечается структурная связь в характере их размещения и этапность развития. Одной из особенно-

стей размещения магматических образований этого региона является не только сопряженность с сутурными швами, но также последовательное развитие пояса батолитовых интрузий и вулканоплутонических комплексов, разобнесенных в пространстве и времени, но связанных общим циклом тектонических движений, главными из которых являются горизонтальные. Вулканические пояса связаны с зонами фронтального сжатия и коровым плавлением (гранитоиды S-типа и частично J-типа на поздних этапах), а вулканоплутонические сопряжены с глубинными разломами и зонами раздвигов, возникающих как сколовые при горизонтальном движении вдоль них. Вулкано-плутонические пояса, как следует из многочисленных геологических и данных абсолютных возрастов, формируются вслед за плутоническими.

К югу от Малазии на островах Индонезии также развиты плутонические и вулканоплутонические пояса, сопряженные с сутурными швами (Лунарская сutura и плутонические пояса о-ва Борнео, Банка, Белитунг).

Такие же соотношения характерны и для других регионов вокруг Тихого океана: в Новой Зеландии, Восточной Австралии и т.д. [Tulloch, 1983; и др.].

Геодинамические условия развития плутонических и вулканических поясов

Обзор особенностей размещения плутонических и вулканических поясов в структурах обрамления Тихого океана показывает, что существует определенная закономерность и этапность в их развитии. Это области больших горизонтальных сжатий, которые возникают при встречных фронтальных движениях, области скучивания, увеличения мощности коры. Они характеризуются и определенными геофизическими особенностями: повышенным тепловым потоком, зонами разуплотнения в коре и мантии под ними, изостатической нескомпенсированностью, высокой скоростью "всплывания" (как правило, это высокие горные массивы) и т.д.

Плутонические пояса гранитоидов приурочены к краю жестких структур, к глубинным разломам длительного развития, как правило, являющихся в период горизонтальных движений сутурными швами. Часто к ним приурочены и узкие геосинклинальные трюги, развивающиеся на древнем жестком фундаменте кратона или вдоль его края. Помимо геологических и геофизических особенностей они характеризуются и своеобразием составов.

Вулкано-плутонические пояса развиваются параллельно плутоническим, но являются не всегда обязательным элементом такой ассоциации. В некоторых случаях они отсутствуют (Аляскинский отрезок Американской ветви плутонического пояса) или редуцированы. Тем не менее, в большинстве они сопряжены с плутоническими и, как будет показано ниже, обусловлены единими причинами.

Для объяснения формирования плутонических и вулканических поясов, развитых на континентальной окраине, предполагается механизм субдукции андийского типа, в котором главным элементом является поддвиг одной плиты под другую с последующим плавлением на определенных глубинах при увеличении температуры и давления и т.д. Это механизм рассматривался неоднократно, но в последнее время среди геологов и геофизиков вызывает сомнения, а поэтому модифицирован.

Результаты глубоководного бурения вблизи островных дуг часто не подтверждают наличие необходимых структурных элементов [Тихоокеанская окраина. Геология, 1989]. В последние годы во многих регионах были открыты и подтверждено проявление надвигообразования, окучивание, в том числе и в океане, а также в островных дугах (северный фланг Тонга и др.). Обдущированные покровы и "коллаж" наиболее ярко проявлены между Индийской и Евразийской плитами (рис. 72), в зонах стыка Тихоокеанской плиты с юго-восточной частью Азиатской (о-ва Тайвань, Индонезии и др.). Это доказывает проявление фронтального сжатия и надвигообразования с обдущированием пород офиолитового комплекса вдоль сутурных швов. В зонах сжатия, как было показано выше, формируются поля батолитов параллельно сутурным швам. Следующим этапом таких движений является появление целой серии параллельных разломов, часто древних, вдоль которых начинаются горизонтальные движения противоположных направлений. Это было показано на примере Сихотэ-Алиня. Система параллельных разломов и элементы горизонтальных движений вдоль них отмечаются многими исследователями по Юго-Восточной и Южной Азии, юго-западной части Тихого океана и Американского побережья.

Интересны данные относительно горизонтальных движений вдоль разломов на границе Индийской плиты и Юго-Западной Азии в участках развития плутонических поясов Таиланда и Малазии приводятся в последней работе П. Тарпонниера и его коллег [Tarponnier et al., 1986], а также в работах китайских геологов [Xu et al., 1987].

В связи с этим формирование вулканического пояса приурочено к этой системе поперечных разрывов, которые размещаются вдоль серии глубинных разломов, которые в данном случае выступают как динамические пары. Примером таких разломов являются разломы Юго-Восточного Китая, Лишуй-Хайфэнский и Чанлэ-Наньбао, между которыми размещен Восточно-Китайский вулканический пояс; Восточный и Центрально-Сихотэ-Алиньский для Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; разлом Ярлун-Цангпо и Андио для Транс-Гималайского вулканического пояса и др. Глубина проникновения этих разломов, а также раздвиг между ними определяет характер простиранья расплавов, степень влияния мантийного вещества (флюидов и расплавов). Формирование же самого пояса связано с развитием рифто-подобного прогиба, в основании которого создается "базальтовая

подушка", что подтверждается геофизическими данными и геохимическими и петрохимическими особенностями.

Развитие горизонтальных движений при боковом и косом движении подтверждается рядом исследований по Сихотэ-Алиню (рис. 6, 7), Гималаям (рис. 74), Северному и Центральному Таиланду [Tarronnier et al., 1986] и др.

Эта модель была подтверждена экспериментально (рис. 75). При этом в качестве отправного момента моделировались условия горизонтального сжатия, возникающие при движении Индийской плиты на север. На рисунке видно, что при увеличении давления (см. рис. 75) формируется система сколов и движения вдоль них отдельных блоков [Tarronnier et al., 1986]. Интерпретируя эти данные, можно заключить, что система разломов и характер движений по ним, а также элемент расхождения определяют характер магматизма: преобладающий базальтовый – при больших скоростях расхождения, щелочно-базальтовый – при медленных и среднекислый – при весьма ограниченных, когда роль глубинного материала сводится к влиянию глубинных флюидов, проникающих в кору и способствующих ее плавлению.

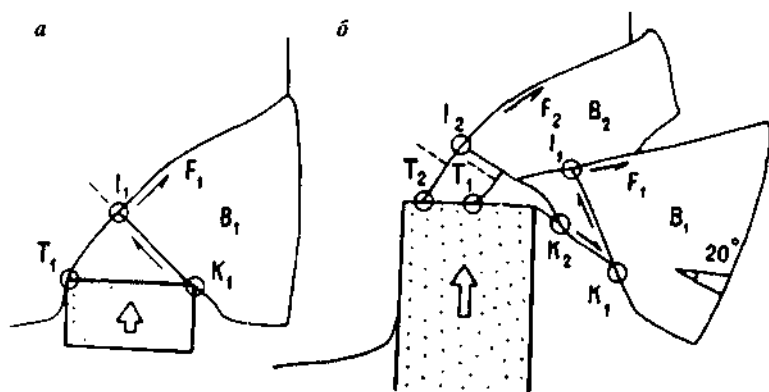


Рис. 75. Схема развития разломов и горизонтальные движения по ним в свете экспериментальных данных [Tarronnier et al., 1986]

а – начало движения пластины и начало правостороннего движения блоков (B_1) вдоль разломов (F_1) с точками фиксированных положений (I_1 , K_1 и T_1); б – дальнейшее движение жесткой пластины с удлинением ее пути примерно в три раза; движение блоков (B_1 , B_2) вдоль разломов F_1 и F_2 и смещение точек K_1 , K_2 , T_1 , T_2

Анализ материалов по плутоническим и вулканическим поясам Востока Азии показывает, что эта модель может быть успешно применена для объяснения особенностей их развития.

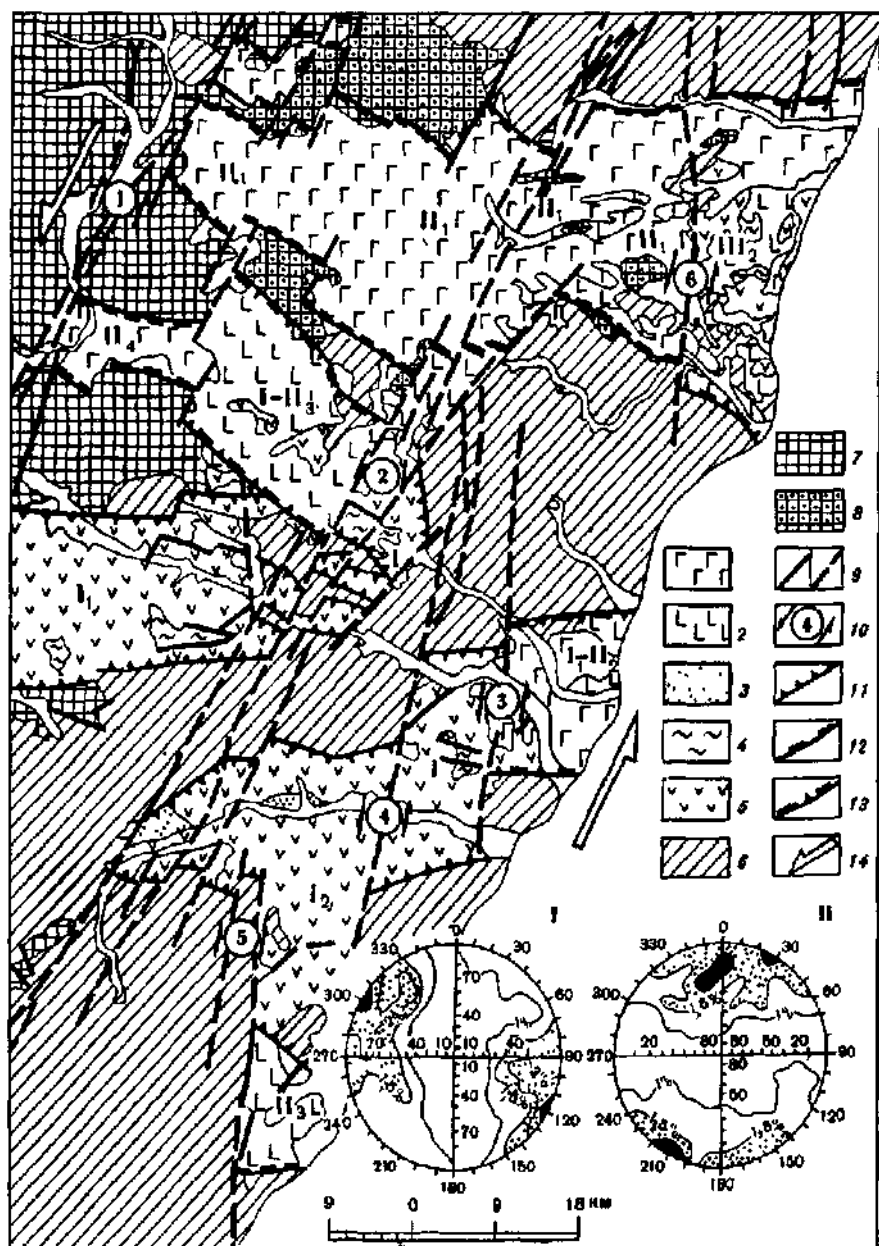
Из анализа материала, приведенного выше следует, что роль субдукции как мифического механизма, влияющего на происхождение вулканических пород, вряд ли приемлема. Более логична модель, рассмотренная ра-

нес на примере Приморья и Гималаев, где при встречных движениях Евразийского континента и океанической плиты, особенно при косонаправленных, возникают напряжения и в зоне стыка развивается сеть разломов, в том числе, и сейсмофокальная плоскость – как зона сжатия и скольжения. Возникают сдвиги и сосдвиговые раздвиги [Tarronprier et al., 1986; Уткин, 1980; Тихоокеанская..., 1991; и др.], т.е. зоны разрядки и декомпрессии, в которые устремляются флюиды и образуются области плавления сустрата (мантийного или корового в зависимости от глубины дренажной системы). Можно предположить, что сейсмофокальная зона, которая фиксируется геофизическими методами и которая, можно считать, реально существует, является плоскостью, где сбрасываются напряжения и возникает декомпрессионный эффект, вызывающий плавление и формирование расплавов при высоком флюидном давлении. Ранее рассмотренные особенности размещения вулканических структур, приуроченных к зонам раздвигов (на примере Восточно-Сихотэ-Алинского, Гималайского и др. поясов магматизма) подтверждают модель островодужных и окраинно-континентальных поясов на стыке континент-океан (рис. 76).

В последние годы в связи с новым этапом геофизических и петрологических исследований плюмов как в океане (Исландская, Гавайская и др. горячие точки), так и на континенте (на Африканском, Центрально-Азиатском, на Балтийском щите и др.) доказывается огромное влияние плюмов на тектонику литосферных плит.

Как было предсказано Дж.Уилсоном, разрыв литосферных плит может произойти только по системе плюмов. Как полагают исследователи [Шарков и др., 2000; Грачев, 1999, 2000; Ярмолюк и др., 2000; и др.] движение плюма создает определенное давление на литосферные плиты, приводя их в движение, т.е. геодинамическая активность связана не только с конвективными процессами в мантии, но и с подъемом и растеканием мантийных плюмов, что при взаимодействии с жесткими породами литосферы приводит к тектоно-магматическим процессам [Богатиков, 1984; Добрецов, 1994; и др.]. Эти процессы возникают не только в фанерозое, но могут быть прослежены глубоко вглубь истории Земли – в архей и протерозой [Bogatikov et al., 1999]. Эта модель рассмотрена на примере Балтийского щита и показана аналогия изученных структур и процессов с позднеархейскими процессами на юге Африканского и Канадского щитов [Шарков и др., 2000]. Показано, что крупные области воздымания и растяжения связаны с подъемом и растеканием суперплюмов.

Петрологические исследования с применением изотопно-геохимических методов высококалийных магматических пород Амурского мегаблока, а также Омолонского кратона, рассмотренные в главе 5, показали, что плюмовый вулканизм здесь проявился с позднего палеозоя и до современной эпохи. На основе изотопных данных предполагается, что он связан с глубинными источниками (ЕМ-1).



На примере Амурского мегасвода можно предположить, учитывая данные по глубинному строению и петролого-изотопным исследованиям, а также анализе геологических особенностей региона, что воздымание связано с подъемом и растеканием плюма. Над поднимающимся плюмом формируется область растяжения типа рассеянного спрединга, не доходящего до раскрытия океанических впадин. Подъем и растекание плюма сопровождалось усилением деформации скучивания по периферии и перемещении блоков литосферы. Движение такого блока, возможно, и определили раскрытие Японского моря и движение Японских островов в сторону океана. Проведенные российско-японскими геологами исследования палеомагнитных направлений вдоль южной окраины Востока Азии и особенно вдоль побережья Японского моря в поздне меловых игнимбритах кисинской группы (Приморская серия) Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса предполагают такой механизм. Вывод основан на палеомагнитных исследованиях не только Приморья (Восточного Сихотэ-Алия), но и Монголии, Кореи, Китая [Otofuji, Matsuda et al., 2001].

Исследования показали разнонаправленное вращение отдельных блоков Восточной окраины Амурской плиты по отношению к другим блокам Азиатского континента (рис. 77).

Рис. 76. Пространственная и кинематическая связь сквозных глубинных структур растяжения со сдвигами (Вулканические пояса ..., 1984).

1-8 - структурно-формационные комплексы: 1 - верхний миоцен (совгаванский комплекс: базальты оливиновые, щелочные и субщелочные. Пески, глины); 2 - нижний-средний миоцен (кисинский комплекс: базальты, андезиты, их гиадокластиты и англомератовые туфы, аргиллиты, алевролиты, песчаники); 3 - олигоцен (максимовская свита: алевролиты, опоки, песчаники, конгломераты. Бурые угли, лигниты); 4 - эоцен (кедровский комплекс: липариты, трахипла-риты, трахидациты, туфы липаритов, опоки, туфопесчаники); 5 - палеоцен (кузнецовский комплекс: базальты, андезиты, дациты, их туфы и гиадокластиты, туфоконгломераты, песчаники, аргиллиты); 6 - верхний мел (приморский, самаргинский, левособольевский, вулкано-плутонические комплексы нерасчлененные); 7 - нижний мел (терригенные отложения); 8 - нижний мел (вулканогенно-терригенные отложения); 9-13 - элементы структуры: 9 - главные разломы сдвиговых зон, 10 - сдвиговые зоны 1-го порядка (1 - Восточная, 2 - Бурматовская) и 2-го порядка (3 - Буреминская, 4 - Максимовская, 5 - Амгинская, 6 - Светлинская), 11 - палеогеновые сквозные зоны растяжения (I, - Светловоднинская, I, - Максимовская, I, - Кедровская), 12 - неогеновые сквозные зоны растяжения (II, - Кабанья, II, - Вилухинская, II, - Гранатовая, III - Среднезевинская, II; - Киловская); 13 - зоны растяжения длительного развития (I-II, - Кузнецовская, 1-11, - Пейская, 1-11, - Верхнезевинская); 14 - основные направления латерального перемещения блоков. Диаграммы (верхняя полусфера) статистического анализа массовых замеров разрывных и кинематических элементов основания верхнемеловых вулканогенных образований: I - ориентировка разрывов с признаками смещения (замеров 3624), II - ориентировка тектонических штрихов (замеров - 3005)

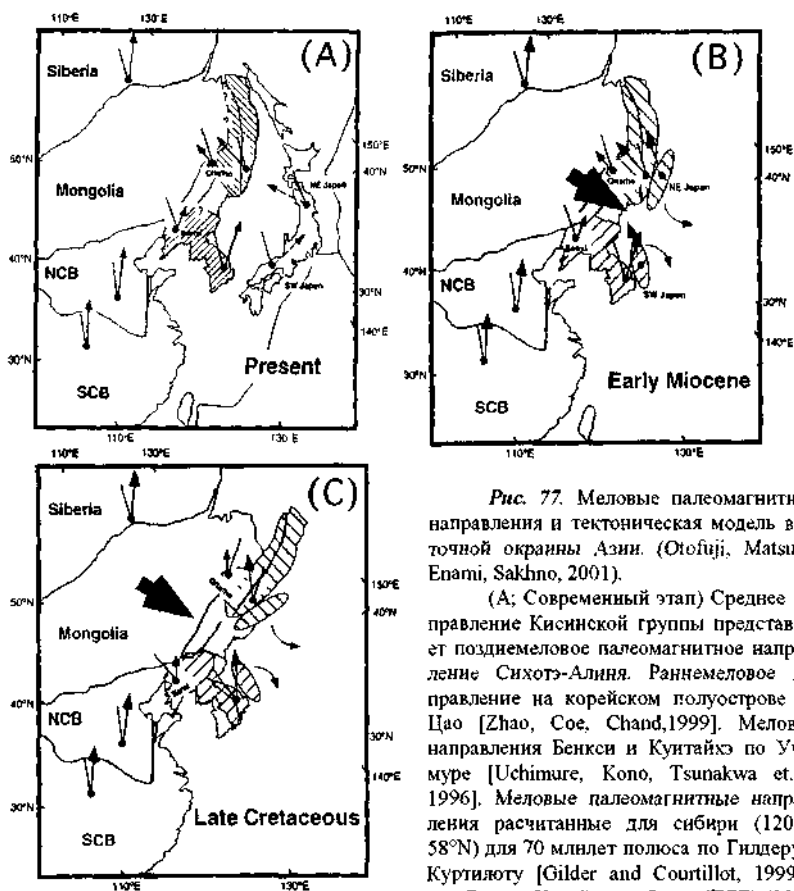


Рис. 77. Меловые палеомагнитные направления и тектоническая модель восточной окраины Азии. (Otofujii, Matsuda, Enami, Sakhno, 2001).

(А; Современный этап) Среднее направление Кисинской группы представляет позднемиоценовое палеомагнитное направление Сихотэ-Алиня. Раннемиоценовое направление на корейском полуострове по Цао [Zhao, Coe, Chand, 1999]. Меловые направления Бенкси и Кунтайхэ по Учимуре [Uchimure, Kono, Tsunakwa et al., 1996]. Меловые палеомагнитные направления рассчитанные для сибиря (120°E, 58°N) для 70 млндет полюса по Гилдеру и Куртилоту [Gilder and Courtillot, 19997], для Северо-Китайского блока (TCB) (10°E,

30°N) позднемиоценового полюса по Цао [Zhao, Coe, Chand, 1999]. Палеомагнитные направления Японских островов от раннего миоцена [Otofujii, Matsuda, Nohda, 1985], записанное в Сихотэ-Алине вращение против часовой стрелки распространяется в глубь Монгольского блока, а вращение по часовой стрелке от Корейского полуострова в Северо-Китайский блок (NCB).

(В; Ранний миоцен) Положение Японских островов показано до открытия Японского моря. Локальные силы направленные к океану (стрелка) вызывают вращение северо-восточной Японии против часовой стрелки и вращение юго-западной Японии по часовой стрелке в связи с открытием Японского моря примерно 15 млн лет назад.

(С; Поздний мел) Положение Сихотэ-Алиня и Корейского полуострова реконструируется поворотом по часовой стрелке на 37° и против часовой на 22° соответственно, восстанавливая их меловое палеомагнитное направление параллельно палеомагнитным направлениям во внутренней части Азиатского континента. Локальная горизонтальная сила направлена к океану (стрелка) действует на литосферу восточной окраины Азии от позднего мела до палеоцена. Восточная окраинная часть Монгольского блока и Северо-Китайский блок подвергаются разным по направлению вращательным движениям; восточная часть Монгольского блока вращается против часовой стрелки, а восточная часть Северо-Китайского блока по часовой в позднемиоценовой период.

Таким образом, модель о внутриплитной тектонике этого региона согласно которой главным механизмом движения и вращения тектонических структур в позднем мезозое Амурского отрезка Азиатского континента, возможно был подъем и растекание плюма, над которым располагалась область растяжения в виде протяженных рифтов. А в ядре свода сформировалась огромная рифтоподобная впадина Сунляо внутриконтинентального седиментационного характера [Ma et al. 1993] Такая интерпретация вполне согласуется с моделью перемещения, рассмотренной на примере докембрия Балтийского щита [Шарков и др., 2000].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Континентальная часть Востока Азии на позднемезозойском-раннекайнозойском этапе развития представляет собой активную окраину зоны перехода океан-континент. Изучение магматизма этого этапа позволило сделать следующие главные выводы:

Вулканизм был сосредоточен в линейных вулканических поясах, которые являются по характеру взаимоотношения с породами фундамента континентальными, заложенными на структурах различных этапов консолидации: древних кристаллических массивах, складчатых областях вдоль глубинных разломов.

Выделяются три типа вулканических поясов: 1) окраинно-континентальные, линейные протяженные структуры, которые слагают почти непрерывную полосу от Чукотки до Южного Китая и представляющие собой планетарные образования, которые формировались в зоне взаимодействия континентального блока Евразии и океанической плиты; 2) внутриконтинентальные пояса и зоны располагаются в пределах геоблоков как внутри, так и по их окраине. Среди них выделяются: а) пограничные, которые формируются на стыке геоблоков, наследуя древние разломы и сутурные швы, образуя рифтоподобные структуры вдоль их окраин, б) транзитные пояса и зоны, представляющие собой систему линейных грабен и впадин вдоль протяженных разломов, пересекающих геоблоки (система Кукан-Таньлу). 3) Зоны плюмового вулканизма в пределах кратонов Востока Азии.

Окраинно-континентальные пояса Востока Азии, как структуры трансрегионального масштаба, которые вместе с Американскими слагают Циркумпацифический магматический пояс вокруг Тихого океана, обладают общими чертами развития, глубинного строения, этапностью формирования, устойчивым характером петрохимического профиля вулканоплутонических образований, переокеанической зональностью, свойственными всем поясам Тихоокеанского обрамления.

Внутриконтинентальные пояса, как структуры регионального масштаба, вулканическая активность в которых зависит от мобильности блоков и межблоковых коллизий, а также эндогенной активизации, отличаются разнообразием глубинного строения, эволюцией и этапностью магматизма, петрохимическим профилем, который в большей степени (особенно для средне-кислых пород) определяется составом фундамента. Но в пределах каждого геоблока намечаются определенные устойчивые черты петрогеохимического состава вулканических пород. Для вулканических ассоциаций внутриконтинентальных поясов и зон характерен перикратонный

тип зональности. Наиболее четко это проявлено при сравнении вулканических пород пограничных и внутрикратонных зон.

Анализ геологических данных позволяет выделить этапы магматизма континентальных поясов Востока Азии. В окраинных поясах выделяются три этапа; 1) этап большеобъемных извержений – лавовых образований основного состава в зонах растяжений, игнимбритов "больших полей" в зонах сжатия; 2) этап формирования очаговых структур и кальдерных комплексов с "протяженными" ассоциациями базальт-липаритового ряда; 3) этап бимодального вулканизма в очаговых структурах и покровных излияний в начальных фазах рифтовых структур.

Этапы магматизма окраинных поясов выдерживаются во всех звеньях Восточно-Азиатской системы и соответствуют геодинамическому режиму их развития.

Во внутриконтинентальных поясах и зонах этапность развития вулканизма выдерживается только в пределах отдельных зон и структур. В депрессионных она имеет моноциклическое строение, представленное фазой, преимущественно, базальт-андезитами раннего цикла с небольшой долей кислых лав. В сводовых поднятиях этапность проявлена более четко: ранними андезито-базальтовыми и более поздними липарито-дацитовыми извержениями. В структурах, заложенных на гетерогенном основании и в крупных очаговых структурах, ранний цикл редуцирован, но широко проявлен кислый, а более поздний – породами с повышенной щелочностью и основностью (латитовый комплекс).

Анализ петрохимических данных пород континентальных поясов позволяет отнести большую часть магматических образований к известково-щелочной серии, среди которых по уровню калия можно выделить несколько подтипов. В окраинных поясах большая часть пород известково-щелочной серии относится к средне- и высококалиевым подтипам, при этом намечается поперечная зональность: увеличение концентрации калия и некогерентных элементов к внешним зонам. К западным флангам пояса тяготеют вулканоструктуры, в которых развиты щощонит-латитовые разновозрастные комплексы с устойчивой эволюцией от ранних циклов к поздним. В пределах активизированных кратонов выделяются высокомагнезиальные андезиты.

"Нестандартный" тип эволюции свойственен для, очаговых структур, для которых характерна высокая рудоносность.

В целом для пород окраинных поясов в вертикальном ряду формации намечается увеличение общей щелочности и особенно натриевости к заключительным фазам.

Во внутриконтинентальных поясах широкое развитие имеют породы известково-щелочной серии. В рифтогенных депрессиях внутри-кратонных зон известны базальтоиды с ярко выраженной толентовой эволюцией (Тырминская депрессия).

Высоким уровнем щелочности и особенно по содержанию натрия в средне-основных породах отличаются магматические комплексы Центрально-Китайского блока. Для них свойственен высокий уровень бария и дефицит стронция.

Анализ распределения микроэлементов, изотопные данные показывают, что породы известково-щелочной серии континентальных поясов имеют субкоровое происхождение. Это же относится и к кислым магмам окраинных поясов, что подтверждается относительно низкими величинами отношений изотопов стронция. В отличие от них, в кислых вулканитах внутриконтинентальных зон крупных сводовых поднятий роль коревого материала была более существенной.

Изучение флюидов показало, что магматические серии окраинных поясов на ранних этапах формируются в обстановке повышенных концентраций летучих компонентов, в природе которых эндогенная составляющая играла большую роль. Пониженная проницаемость пород способствовала концентрации летучих в основании коры, что определило широкое развитие кислых пород известково-щелочной серии. Состав первичных газов характеризовался высоким С/Н.

Во внутриконтинентальных зонах формирование вулканических пород и особенно кислых расплавов проходило под воздействием более восстановленных газов с устойчивым потоком от ранних до поздних фаз. Его состав определялся высоким отношением Н/С, но в объемном отношении он был на порядок ниже, чем в окраинных поясах. Учитывая геологические особенности, а главное геофизические данные, можно предполагать глубинный источник флюидов, главным образом, водородного состава (фторводородный состав) и связывать его с подъемом мантийного клина (плюма). Рифтогенный характер вулканизма, высокая проницаемость коры этих структур, обусловили снижение концентрации флюидов во внутриблоковых поясах, появление толентовых серий при высоком уровне восстановленной газовой фазы в зонах. В сводовых поднятиях очаговых структур, развитых на границе погруженной части кристаллического массива и складчатых комплексов, высокая концентрация флюидов и высокая их восстановленность способствовали плавлению пород коры и развитию известково-щелочной серии вулканитов кислого состава.

Рудоносность континентальных поясов, главным образом, реализовалась в очаговых структурах длительного развития. Как правило, рудоносность таких структур отличалась широким развитием кислого магматизма, высокой концентрацией флюидной фазы, особенно к заключительным этапам, высокой ролью галогенов в магматическом и рудном процессах. Эти структуры, как рудно-магматические системы (РМС), имеющие глубинные "корни" на основе изучения галогенов в гидроксилсодержащих минералах (биотиты, амфиболы) в гранитоидах РМС могут быть разделены на типы:

а) гранитоидных массивов с высокой фтороносностью и высоким уровнем восстановленных газов.

б) гранитоиды с высоким содержанием хлора и высокой степенью окисленности газов. Для первых свойственен лейкократовый (кислый магматизм) и оловоносный тип рудных формаций. Для оловоносных РМС выделены два подтипа - баджалский, с высокой восстановленностью, устойчивым режимом газов и высоким содержанием фтора от ранних к поздним фазам;

второй подтип – кавалеровский, для которого параметры газовой фазы и особенно галогенов имели неустойчивый режим. Как для первого, так и второго подтипа роль глубинного фактора велика, но для комсомольского она значительно выше, что и определяет его рудный профиль. Это согласуется с представлениями А.Д. Щеглова [Щеглов, 1993].

Для "хлороносных" гранитоидов характерен широкий спектр гранитоидов магнетитовой серии (гранитоиды J-шс, J-wc и др.), с которыми связаны рудные формации халькофильного профиля.

Каждый тип гранитоидов характеризуется определенными параметрами фугитивности f_H , f_{O_2} , f_{H_2O} , f_{HF} и т.д., температурным режимом кристаллизации, что дает количественные критерии диагностики рудоносных и безрудных систем, а также определение возможного типа минерализации.

Геологические, геохимические и геофизические данные по континентальным поясам Востока Азии позволяют рассмотреть модель их формирования. Структурная, геохимическая и рудномагматическая зональности позволяют предполагать, что формирование окраинных поясов связано с сейсмофокальной зоной. Главенствующая обстановка сжатия и наличие астеносферного поднятия вдоль всей активной континентальной окраины определяют общий характер вулканизма окраинных поясов, способствуют перераспределению вещества, а поэтому этот процесс имеет конструктивный характер, способствует "континентализации" коры.

Во внутриконтинентальных поясах, вулканизм, связанный, главным образом, с рифтогенным процессом, является деструктивным (для внутрикратонных зон в транзитных поясах, но в пограничных он способствовал формированию новой коры).

Плюмовый вулканизм впервые выделен в пределах сиалических блоках континентальной части Востока Азии. Блоки представляют собой области воздымания, образующие крупные мегасводы, диаметром до 2-3 тыс. км, – Омолонский, Восточно-Чукотский, Охотский, Амурский, Центральнo-Китайский и Южно-Китайский. Как правило, центральная часть мегасводов опущена и заполнена осадочно-вулканогенными образованиями. По периферии мегасводов развиты протяженные рифты и рифто-грабены, заполненные континентальными осадками.

Термическая история каждого мегасвода имеет свои особенности, но все они были подвержены тектоно-магматической активизации на протяжении фанерозоя: в палеозое, мезозое и кайнозое, и переработаны внедрением как коровых, так и глубинных магм. Но общей особенностью для них являются многоэтапные внедрения в фанерозое наиболее глубинных расплавов – ультракалийевых основных и ультраосновных трубок, извержения вулканов щелочных базальтоидов: фонолитов, тефритов, лейцититов и др., с мантийными ксенолитами шпинелевых и гранатовых лерцолитов и перидитов.

Наиболее детально изучен плюмовый вулканизм Амурского мегасвода. Центральная часть этого массива в поздней юре и начале мела была опущена, образовался протяженный грабен Суньялю, который на протяжении позднего мела и в кайнозое испытывал погружение, и сформировалась осадочно-вулканогенная, частично нефтегазоносная, континентальная толща, мощностью более 7 км. Параллельно грабену Суньялю, восточнее и западнее, развилась система протяженных рифтовых грабенов (система Таньлу), которые выполнены континентальными осадочно-вулканогенными, частично угленосными, осадками. Формирование мегаструктуры сопровождалось внедрением глубинных и коровых магм. Наиболее примечательным является проявление ультракалийевого основного и ультраосновного вулканизма. Изотопно-геохимическое изучение (изотопы Nd, Sr, Pb, REE и др.) показывает, что они характеризуются нижнемантийными источниками [Моисеенко Сахно, 2000а, б]

Геофизические исследования последних лет подтвердили, что под Амурской плитой и, в частности, под грабеном Суньялю располагается обширная зона разуплотнения и область повышенного градиента температур. Мощность коры сокращена здесь до 15-20 км (Ma et al., 1989). К этим зонам разуплотнения приурочены центры позднемезозойского, кайнозойского и современного ультракалийевого основного и ультраосновного вулканизма: лампроиты, меймечиты, фонолиты, лейцититы и т.д. с мантийными ксенолитами шпинелевых и гранатовых лерцолитов.

Детальные петролого-геохимические исследования, а также изотопные данные по Nd, Pb, Sr позволяют отнести эти породы к производным плюмового вулканизма [Haggerty, 1994] с нижнемантийными характеристиками, возможно с граничного слоя D" (Hofmann, 1988; Haggerty, 1998; и др.), и проследить этапы развития плюма с позднего палеозоя до современного уровня на основе анализа пород плюмового вулканизма (кимберлитов, лампроитов, ультракалийевых базальтов), датированных данными абсолютных возрастов [Максимов, Моисеенко, Сахно, 2001; Сахно, Моисеенко, 2001; Сахно Матюнин, Моисеенко, 2001; и др.].

На позднепалеозойско-мезозойском этапе плюм представлял собой стационарную систему, на этапе раннего-позднего кайнозоя он проявился

как мультисистема со множеством выходов глубинных расплавов как в центре, так и по периферии (Моисеенко, Сахно, 2000).

Формирование мегасвода связано с подъемом и растеканием плюма (Bogatikov et al., 1999; Шарков и др., 2000). Над поднимающимся плюмом формируется область растяжения типа рассеянного спрединга, недоходящего до раскрытия океанических впадин. Примером такого типа эволюции плюма может быть Амурский мегасвод. Подъем и растекание плюма сопровождалось усилением деформации скучивания по периферии и перемещение блоков литосферы. Движение такого блока, возможно, и определило раскрытие Японского моря и движение Японских островов в сторону океана [Otofujii, Matsuda, Sakhno et al., 2001]. Вывод основан на палеомагнитных исследованиях пород восточной окраины Азии (Приморья, Монголии, Кореи, Китая). Исследования показали разнонаправленное вращение отдельных блоков восточной окраины Амурской плиты по отношению к другим блокам Азиатского континента. Интерпретация горизонтальных движений по направлению к океану, возможно, связана с давлением восходящего плюма [Власов, 1999]. Такая интерпретация вполне согласуется с моделью перемещения, рассмотренной на примере докембрия Балтийского щита [Шарков и др., 2000].

С породами плюмового вулканизма (на примере Амурского мегасвода) отмечаются повышенные концентрации платиноидов, золота. Весьма показательны и данные о высоком содержании газов метанового ряда в вулканитах вокруг грабена Сунляо и рифта Таньлу. Изотопно-геохимические и геолого-геофизические данные дают возможность предполагать abiогенную природу углеводородов этого региона [Li et al., 1998; Обжиров, 2000; Моисеенко, Сахно 2000; и др.].

CONCLUSION

Continental East Asia in the Late Mesozoic-Early Cenozoic stage of its development was an active margin of the ocean-continent transition zone. The study of magmatism of this stage allowed the following main conclusions:

Volcanism was concentrated within the lineal volcanic belts, which in pattern of their interrelations with the basement rocks were continental occurring on the structures of different consolidation stages: ancient crystalline massifs and folded areas along the deep-seated faults.

Three types of volcanic belts have been distinguished: 1) marginal-continentals linear extended structures that compose a nearly continuous band from Chukotka to South China and are the planetary formations originated within the zone of interaction of the Eurasia continental block and oceanic plate; 2) midland belts and zones that occur inside geoblocks or along their margins and may be a) boundary ones that were formed at the block joint and inherited ancient faults and sutures and made up the rift-like structures along their margins, and b) transitional belts and zones representing a system of linear grabens and depressions along the extended faults crossing the geoblocks (Kukan-Tanlu system). 3) Zones of the Plume Volcanism.

The marginal-continentals belts of East Asia as the structures of the transregional scale that together with American ones compose the Circum-Pacific magmatic belt around the Pacific Ocean and show common features of development and deep-seated structure, formation stages, a stable pattern of petrochemical profile of volcanoplutonic formations, and periocenic zonality characteristic of all belts of the Pacific surrounding.

The midland belts as the structures of regional scale, the volcanic activity in which depends on the block mobility and interblock collisions as well as endogenous activity, show diverse deep structures, magmatism evolution and stages, and petrochemical profile that to a greater extent (especially for andesite-acid rocks) is controlled by the composition of the basement. However, within each block, certain stable features of petrochemical composition of volcanic rocks begin to show. The volcanic associations of the midland belts and zones show a pericraton type of zonality. This is best demonstrated by comparing the volcanic rocks of boundary and intracraton zones.

Analysis of geological data allowed distinguishing the stages of magmatism of the continental belts of East Asia. In the marginal belts there have been distinguished three stages: 1) the stage of big-volume eruptions - lava formations of basic composition in extension zones and ignimbrites of "big fields" in compression zones; 2) the stage of the formation of vent structures and caldera complexes with the "extended" associations of basalt-liparite row; 3) the stage of

bimodal volcanism in the vent structures and cover eruptions in the initial phases of the rift structures. The stages of magmatism of the marginal belts are kept in all chains of the East-Asia system and correspond to the geodynamic regime of their development. In the midland belts and zones the stages of volcanism development are kept only within isolated zones and structures. In the depression belts, volcanism development is a monocycle represented by a phase of basalt-andesites of early cycle with minor acid lava. In the arched uplifts the stages are most distinctive: early andesite-basalt and later liparite-dacite eruptions. In the structures originated on the heterogeneous basement and in major vent structures, the early stage is reduced, but the acid one manifests itself widely. A later stage is shown by the rocks of higher alkalinity and basicity (latite complex).

Analysis of petrochemical data of the rocks of the continental belts shows that most of magmatic formations belong to calc-alkaline series, among which several subtypes can be distinguished by potassium content. In the marginal belts, most of rocks of calc-alkaline series are of mid- and high-potassium subtypes. In this case, a transverse zonality is outlined: concentration of potassium and non-coherent elements increases towards the outer zones. The volcanic structures, in which shoshonite-latite different-age complexes occur evolving persistently from early to late cycles, gravitate to the western flanks of the belt. "Non-standard" type of evolution characterizes the vent structures with high ore content. As a whole, in the vertical row of the formation, the rocks of the marginal belts demonstrate increasing alkalinity, especially sodium content towards the final phases. In the midland belts, the rocks of calc-alkaline series are common. In the rifting depressions of the intracraton zones, basaltoids are found with pronounced tholeiitic evolution (Tyrminskaya depression). Magmatic complexes of the Central-China block show high alkali, especially sodium content in the intermediate-acid rocks. They are characterized by high barium and low strontium. Microelement distribution and isotope data show that the rocks of calc-alkali series of the continental belts are of subcrustal origin. This is the case for acid magmas of the marginal belts that is supported by relatively low values of the strontium isotope ratios. In contrast to them, in acid volcanites of the midland zones of large arched uplifts, the role of the crustal material was more significant.

The study of fluids showed that magmatic series of the marginal belts were formed at early stages under the conditions of high concentrations of volatiles, in the origin of which the endogenous component was very important. Lowered permeability of the rocks favored concentration of volatiles in the crust basement that was responsible for wide distribution of acid rocks of calc-alkali series. The composition of initial gases showed high C/H. In the midland zones, volcanic rocks and especially acid melts were formed under the action of more reduced gases with stable flow from early to late phases. Its composition was controlled by high H/C value, but as to its volume, it was an order lower than in the marginal belts. Geological features and geophysical data suggest a deep-seated

source of fluids, mainly of hydrogen composition (fluorine-hydrogen composition), and its relation with the ascending mantle wedge (plume). Rifting nature of volcanism and high permeability of the crust of these structures were responsible for decreasing concentration of fluids in the intrablock belts and appearance of tholeiitic series at a high level of the reduced gas phase in the zones. In the arched uplifts of the vent structures that occur on the boundary of the submerged part of the crystalline massif and folded complexes, high fluid concentration and their high reduction favored the crustal rock melting and development of calc-alkali series of volcanites of acid composition.

Ore content of the continental belts was mainly realized in the vent structures of long-term development. As a rule, ores in such structures demonstrated wide acid magmatism, high concentration of fluidal phase especially towards the final stages, and important role of halogens in magmatic and ore-forming processes. The study of halogens in hydroxyl-bearing minerals (biotites, amphiboles) from granitoids of ore-magmatic systems (OMS) showed that these structures as OMS with deep "roots" can be divided into the following types: a) granitoid massifs with high fluorine content and high level of reduced gases, b) granitoids with high chlorine and high degree of gas oxidation. The former are characterized by leucocratic (acid magmatism) and tin-bearing type of ore formations. Tin-bearing OMS are of two subtypes: 1) Badzhalsky with high reduction, stable gas regime, and increasing fluorine from early to late phases, 2) Kavalerovsky with unstable regime of gas phase, especially halogens. The role of deep-seated factor is important for both subtypes, but for the Komsomosky one it is much more significant that just defines its ore profile. This agrees well with the ideas of A. D. Shcheglov (Shcheglov, 1993). "Chlorine-bearing" granitoids show a wide spectrum of granitoids of magnetite series (J-mc, J-wc granitoids, and others), which the ore formations of chalcophile profile are related to. Each type of granitoids has distinct parameters of fugacity (f_{O_2} , f_{H_2} , f_{HF} , f_{HCl}) and the temperature regime of crystallization that provides the quantitative criteria for diagnostics of ore-bearing and ore-free systems and allows definition of the mineralization type.

Geological, geochemical, and geophysical data on the continental belts of East Asia make it possible to discuss the model of their formation. Structural, geochemical, and ore-magmatic zonation suggests that the formation of the marginal belts is related with the seismofocal zone. Predominate compression regime and availability of the asthenospheric uplift along the continental active margin define a general nature of volcanism of the marginal belts and favor the matter redistribution. So this process has a constructive character contributing to the crust "continentalization". In the midland belts, volcanism related, mainly, with rifting, is destructive in the intracraton zones of the transitional belts, but in the boundary belts it promoted the formation of a new crust.

Plume Volcanism was distinguished for the first time in the continental part of East Asia.

Thermal history of each megaarch has its own specific features, but all of them underwent tectonomagmatic activity throughout the Phanerozoic time (Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic) and were reworked by injection of both crustal and deep-seated magmas. The Amursky block, which once was a single craton, has been most extensively reworked. It was separated into several isolated crystalline massifs and intruded by magmatic complexes of different age and composition. However, they have a feature in common: many-stage injections of the most deep-seated melts in Phanerozoic (ultrapotash basic and ultrabasic pipes) and eruptions of volcanoes of alkaline basaltoids (phonolites, tephrites, leucites, and others with mantle xenoliths of spinel and garnet ilmenites and peridotites).

The Mesozoic-Cenozoic stage of magmatism of the Amursky megaarch, which was formed during Mesozoic activity, has been studied in sufficient detail. The central part of the massif subsided in Late Jurassic and Early Cretaceous, and extended Sunlyao graben was formed. This graben continued to subside during Late Cretaceous and Cenozoic that resulted in the formation of a sedimentary-volcanogenic continental series about 7 km thick, bearing in part oil and gas. In parallel to the Sunlyao graben, to the east and to the west, a system of extended rift grabens (Tan-Lu system) filled with continental sedimentary-volcanogenic, often coal-bearing sediments, evolved. The megastructure formation was accompanied by injection of deep-seated and crustal magmas. Most remarkable is the manifestation of ultrapotash basic and ultrabasic volcanism. Isotope-geochemical study (isotopes of Nd, Sr, Pb, REE, and others) shows that these magmas have lower-mantle sources (Moiseenko, Sakhno, 2000a,b).

Plume Volcanism are distinguished on the Continental Sialic blocks Omolon and Okhotsk. It here are distinguished magmatic rocks of the kamafugitic, lamproitic and alkaline basaltic series with isotopic (Sr, Nd, Pb) characteristics of the plume volcanism.

Recent geophysical investigations confirmed that under the Amur plate and the Sunlyao graben in particular, there occur a vast zone of seal failure and an area of higher temperature gradient. The crust thickness is reduced here to 15-20 km (Ma et al., 1989). The centers of the Late Mesozoic, Cenozoic, and modern ultrapotash basic and ultrabasic volcanism (lamproites, meltechites, phonolites, leucitites, etc. with mantle xenoliths of spinel and garnet ilmenites) are restricted to the zones of seal failure.

Detailed petrological and geochemical study as well as isotope data on Nd, Pb, Sr, and O suggest these rocks to be the products of plume volcanism (Haggerty, 1994) with low-mantle characteristics, may be of a D" boundary layer (Hofmann, 1988; Haggerty, 1998; etc.). Analysis of plume volcanism rocks (kimberlites, lamproites, and ultrapotash basalts), dated using the absolute age data, allows tracing the stages of plume development from Late Paleozoic to a modern level (Maksimov, Moiseenko, Sakhno, 2001; Sakhno, Moiseenko, 2001; Sakhno, Matyunin, Moiseenko, 2001; etc.).

In the Late Paleozoic-Mesozoic stage, plume was a stationary system. In the Early-Late Cenozoic stage, it manifested itself as a multi-system with abundant outflows of deep-seated melts in the center and on the periphery (Moiseenko, Sakhno, 2000).

The megaarch formation is related with the plume ascent and spreading out (Bogatikov et al., 1999; Sharkov and others, 2000). Above the ascending plume, the area of extension is developed like that of dispersed spreading without opening of oceanic basins. An example of such plume evolution type may be the Amursky megaarch. Ascent and spreading out of plume was accompanied by increasing torsional deformation along the periphery and replacement of lithosphere blocks. Perhaps, the movement of such a block was responsible for opening of the Japanese Sea and migration of the Japanese Islands towards the ocean (Otofuji, Matsuda, Sakhno, et al., 2001). This conclusion is based on the paleomagnetic study of the rocks of the Asia eastern margin (Primorye, Mongolia, Korea, and China). The study showed not unidirectional rotation of isolated blocks of the Amurskaya plate eastern margin relative to other blocks of Asia continent. Interpretation of horizontal movements towards the ocean is, possibly, related with the ascending plume pressure (Vlasov, 1999). Such interpretation agrees well with the model of migration discussed on the example of the Precambrian Baltic shield (Sharkov, Bogatikov, Krasovskaya, and others, 2000).

The rocks of plume volcanism (on the example of the Amursky megaarch), bear high concentrations of platinoids and gold. Data on high content of gases of methane row in volcanites around the Sunlyao graben and Tan-Lu rift are rather significant. Isotope-geochemical and geologogeophysical data suggest the abiogenic nature of hydrocarbons in this region (Lu et al., 1998; Obzhirov, 2000; Moiseenko, Sakhno, 2000; etc.).

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О В Валу Г А Кирюхина Н И* Генезис магнетитовых биотитов в малоглибинных гранитах // ДАН 1991 Т 319 № 2 С 461-465
- Альтшулер Л В Симаков Г В Трунин Г В* К вопросу о термическом составе ядра Земли // Изв АН СССР Сер Физика Земли 1968, № 1 С 3-6
- Аранович Л Я* Минеральные равновесия и геобарометрия глиноземсодержащих пород Автореф дисс доктора геол.-мин наук Черноголова 1989 45 с
- Ахметьев М А* Олигоценовые и миоценовые флоры Юга Дальнего Востока СССР как показатель климатической обстановки // Изв АН СССР, сер геол 1974, № 4 С 134-143
- Баскина В А* Магматизм рудоцентрирующих поясов // Металлогения и новая глобальная тектоника М Наука, 1973 С 136-138
- Баскина В А* Магматизм рудоцентрирующих поясов // Металлогения и новая глобальная тектоника М Наука, 1973 С 136-138
- Баскина В А* Магматизм рудоцентрирующих структур Приморья М Наука 1982 260 с
- Баслов Е А Ветштейн В Е Суриков С М Толстихин И М Манюк Г А* Изотопный состав Н, О, С, Аг, Не термальных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области как показатель условий их формирования // Геохимия 1973, № 2 С 180-189
- Барсуков В Л Дурасов Н А* Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений Мяо-Чана и Силотэ-Алия // Геохимия 1966 № 2 С 168-179
- Бельи В Ф* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса М Наука, 1977 171 С
- Бельи В Ф* Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса М Наука 1978 213 С
- Белозуб В Н Шапочка М И Романовский М П* Место мезокайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным) // Мезозойский тектогенез Магадан, 1971 С 279-284
- Бельи В Ф* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса М Наука, 1977 171 с
- Бельи В Ф* Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса М Наука 1978 213 с
- Берлибле Д Г Горюдинский М Е Котляр П Н* и др Меловой интрузивный магматизм Анюйско-Олойского блока // Магматизм Северо-Востока Азии Магадан ДВНЦ АН СССР, 1972 С 89-93
- Богатиков Л А Косарев Л В Шарков Е В* Средние химические составы магматических горных пород М Недра 1987 152 с
- Богданов Н А Хаин В Е Шипилов Э В* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // Докл РАН 1995 Т 345, № 1 С 84-86
- Бородин Л С* Щелочные породы – индикатор земных глубин // Природа, 1971 № 5
- Браун Д Кэмпбелл К Крук К* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии М Мир, 1970 348 с
- Брянский Л И* Блокавая структура Ханкайского массива // Тихоокеанская геология 1983, № 2 С 34-41
- Булашевич Ю П Любимова Е А Карташов Н П Томар Г А Баторин В Н Александров А Л* Распределение гелия и тепловых потоков у дна озера Иссык-Куль // Докл АН СССР, 1973 Т 212, № 3

- Бушляков ИИ Холодов ВВ Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов М Наука 1984 192 с
- Ваиринов ЮЛ Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формирования структур (по геофизическим данным) // Сов геология 1963. № 4 С 100-118
- Вернадский ВИ Химическое строение биосферы Земли и ее окружение М Наука, 1965 376 с
- Виноградов АП Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7 С 555-571
- Виноградов АП Газовый режим Земли // Химия земной коры М Наука, 1964 Т 2
- Власов ГМ О геологической сущности процессов активизации // Геотектоника, 1979, № 6 С 20-31
- Власов ГМ О принципах выделения магматогеннорудных систем // Магматогеннорудные системы Владивосток ДВНЦ АН СССР 1979 С 15-26
- Войтов ГИ К оценкам современного субвертикального потока газов в различных геоструктурных зонах Земли // Дегазация Земли и геотектоника М Наука, 1976
- Войтов ГИ Нестабильности потоков метана в холодной дегазации земли // Геохимия 2000 № 3 С 309-316
- Волюнец ОН Овчаренко АН Бояринова БЕ и др Первая находка магнезиальных андезитов А (Адак)- типа на Камчатке // Геология и геофизика 1998 Т 39, № 11 С 1553-1564
- Вржосек АА Меймечит-пикритовый комплекс Бикинского прогиба // Геология, магматизм и рудогенные зоны перехода от континента к океану Владивосток Книжки изд-во 1978 С 84-86
- Вржосек АА Щека СА Силотэ-Алинская зона // Вулканические пояса Востока Азии М Наука, 1984 С 87-95/
- Вулканические пояса Востока Азии Геология и металлогения М Наука 1984 504 с
- Вуд Б, Гриндли Дж, Харрингтон Х Геологический очерк Новой Зеландии М ИЛ, 1968
- Ву Наншань Джен Юаньшань, Тан Ляньян, Жан Анди Зависимость алмазности кимберлитов от тектонических структур фундамента Сино-Корейской платформы // Геология и геофизика 1992 № 10 С 117-123
- Вэнью Ч, Дан Ч Юнзуй Ч и др Характеристические особенности мезозойской и кайнозойской эры и динамическая модель литосферы района сбросовых глыб на севере Китая // Геол обозрение 1983, № 1 С 33-41
- Галимов ЭМ Геохимия стабильных изотопов углерода М Недра, 1968 260 с
- Галимов ЭМ Изотопы углерода в нефтегазовой геологии М Недра 1973 С 384
- Галимов ЭМ, Банникова ЛА Некоторые особенности распространенности изотопов в коре и метеоритах в связи с вопросом о происхождении земной коры // Дегазация Земли и геотектоника М Наука, 1976
- Ганева ГМ Эруптивная брекчия Лесозаводска // Геология и геофизика 1960 № 10 С 46-61
- Геология СССР Т 32 Приморский край, ч I Геологическое строение М Недра, 1969 695 с
- Гладков НГ Аракелянц ММ Ахметьев МА О возрасте пород и оруденения Угловой вулканической структуры в Кавалеровском рудном районе Приморья // ДАН СССР 1982 Т 267 № 1 С 156-160
- Говоров ИИ Левашов ГБ Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и его петрогеохимические особенности // Проблемы магматической геологии Новосибирск Наука 1973 С 235-249
- Голозубов ВВ Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня Автореф дис канд геол-минерал наук Владивосток, 1984 30 с

Глубинная структура рудных районов очагового типа Центральноазиатский сегмент Тихоокеанского рудного пояса М Наука, 1992 156 с

Горшков Г С Проблемы современной вулканологии // Эволюция вулканизма в истории Земли М Наука, 1974

Грачев А Ф Четвертичный вулканизм и проблемы геодинамики Северо-Востока Азии // Физика Земли 1999, № 9 С 19-37

Грачев А Ф Рифтовые зоны Земли Л Недра, 1977 248 с

Грачев А Ф Мантийные плюмы и проблема геодинамики // Физика Земли 2000, № 4 С 3-37

Гутенберг В Внутреннее строение Земли М ИЛ, 1949 283 с

Гурулев Ю Т Матюнин А П Сахно В Г Дмитрук С И, Зимин С С Кимберлитоподобные ачмазоносные породы Северной части Ханкайского массива (Приморье) // Тихоокеанская геология 1995 Т 14 № 5 С 103-108

Дерягин Б В Федосеев Д В Рост алмаза и графита из газовой фазы М Наука, 1977 152 с

Джейкс А, Луис Дж Смит К Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии М Мир 1989 432 с

Дмитриев П В Уханов А В Шаравкин А Я К вопросу о составе вещества верхней мантии // Геохимия, 1972, № 11 С 7-15

Добрецов Н А Глобальные петрологические процессы М Недра 1981 286 с

Друбецкой Е Р Верховский А Б Толстухин И Н О возможности использования изотопов гелия для решения вопроса о генезисе пород земной коры (на примере пород Сангеленского массива, Тува) // Тез VI Всесоюз сим-поз по стабильным изотопам в геохимии М Наука, 1976 С 16-17

Емельяненко А С Троян В Б Субщелочные интрузии северного Сихотэ-Алиня // Гранитоидные комплексы Сибири Новосибирск 1979 С 86-109 (Тр Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР)

Есин С В Прусевич А А Кутюлин В А Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Сихотэ-Алиня Новосибирск Наука, 1992 58 с

Еремеев А Н Яницкий И Н Гелий раскрывает тайны земных недр // Природа, 1975, № 1

Жариков В А, Маракушев А А К проблеме рудоносности магматических серий // Магматизм и эндогенное рудообразование М Наука, 1976 С 5-12

Заварицкий А Н Вулканы Мергенской группы 1939 286 с

Заварицкий А Н Введение в петрохимию изверженных горных пород М Изд-во АН СССР, 1950

Загружина И А Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР М Наука 1977 279 с

Зимин С С Старков Г Н и др О находке меймечитов в Главном синклинали Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока Владивосток Изд-во ДВ СО АН СССР 1965 С 194-196

Зимин С С Парагенезис офиолитов и верхней мантия М Наука 1973 252 с

Золотов М Г Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока Советской Азии Владивосток, 1976 С 3-33

Иванов Б А Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // ДАН СССР 1961 Т 138, № 4 С 900-903

Иванов В С Плутонические формационные ряды гранитоидов внешней зоны Тихоокеанского пояса // Зап ВМО 1980 Ч 109 вып 6 С 658-688

Иванов В С Петрохимия монцитонидных формационных рядов внешней зоны Тихоокеанского пояса // Зап ВМО 1980 Ч 111, вып 5 С 497-513

Иванов В С Бурьянова И З Залицак Б Л и др Гранитоиды и монцитониды рудных районов Приморья М Наука 1980 160 с

Иванов В.С., Поповиченко В.В., Кулешова Э.Б. Трахиандезитовая и габбро-монцит-свенитовая ассоциация Кавалеровского рудного района // Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 100-118.

Иванов В.С., Перепелица В.В. Возможности геохимической и генетической типизации монцитонитовидных и гранитоидных формационных рядов Сихотэ-Алиня по барию, стронцию, рубидию и цирконию // ДАН СССР, 1984. Т. 274, № 1. С. 181-185.

Изох Э.П. Корреляция магматических комплексов Баджальского и Комсомольского рудных районов на Дальнем Востоке // Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978. С. 3-33.

Изох Э.П., Колмак Л.М.: Наговская Г.И., Русс В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Гостеол-техиздат, 1957. 246 с.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Дриамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Е.М. и др. Активные разломы и геотектоника сейсмических поясов Якутии // Геотектоника. 1994, № 2. С. 59-71.

Ициксон М.И. Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского сегмента Земли // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.

Кадик А.А. Отделение воды от магм при подъеме к поверхности Земли: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972. С. 135-141.

Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М., Бескровный М.С., Кудрявцева Е.И., Ануфриев Г.С., Павлов В.П. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C) // Геохимия, 1976, № 5. С. 682-695.

Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1518-1528.

Кейлик-Борок В.И. Динамика литосферы и прогнозирование сейсмической опасности // Комплексное исследование по физике Земли. М.: Наука. 1989. С. 101-112.

Кириллова Г.А. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Востока Азии. Сундяо и Амуро-Зейского // Тихоокеан. геология. 1994, № 6. С. 33-54.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометаллических гранитов Новосибирск: Наука. 1977. 208 с.

Коваленко С.П. Нижнемеловой вулканизм Центрального Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980

Козарко Л.Н. Режим летучих компонентов в щелочных породах // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972. С. 173-181.

Кононов В.И.; Поляк Б.Г. Геологическое значение газовой зональности современных гидротерм (на примере Исландии) // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 98-108.

Контарович А.Э. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М. 1975.

Кораго Е.А., Евдокимов А.Н. Постмиоценовый континентальный щелочно-базальтовый вулканизм Северной Евразии // Петрология. 1999. Т. 7, № 1. С. 80-98.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление неотектонических линий // ДАН СССР, 1959. Т. 128, № 2.

Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968. С. 69-74.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М. Недра, 1963.

Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М., Наука, 1986. 262 с.

Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов зон глубинных разломов и их роль в формировании месторождений углеводородных газов и нефти // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.

- Красный Л И* Геоблоки и тектоника плит // Геофизический сборник Киев Наук думка, 1976 вып 70 С 56-63
- Красный Л И* Глобальная система геоблоков М Недра 1984 224 с
- Краускопф К Б* Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°C // Проблемы эндогенных месторождений М ИЛ 1960 Вып 1 С 139-178
- Краускопф К Б* Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам // Геохимические исследования М ИЛ 1961 С 333-357
- Кропонкин П Н* Проблемы происхождения нефти (о лимико-литологическом и регионально-геологическом подходе к проблеме происхождения нефти) // Сов геология 1995 Сборник № 47 С 104-125
- Кузьмин М И* Геохимия магматических пород фанэразойских подвижных поясов Новосибирск СО Наука 1985 198 с
- Кулаков А П Сахно В Г Вржосек А А* Структуры центрального типа в вулканогенных поясах Дальнего Востока / Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника Хабаровск, 1979 С 173-177
- Кулаков А П Сахно В Г* Средне-Амурская мегаморфоструктура центрального типа – особенности строения и развития // Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока Владивосток ДВНЦ АН СССР 1982 с 24-42
- Кулаков А П* Морфоструктуры Востока Азии М Наука 1986 186 с
- Кулиш Е А Сорокин А П* Структурно-формационная зона РАН Амур научный центр ДВО Киев 1997 84 с
- Кушев В Г Тюленев А Е* Петрохимия и закономерности размещения щелочно-базальтовых комплексов Приморья и Приамурья // Докл АН СССР 1988 Т 298 № С 170-173
- Лавров А Л Винокуров С Ф* Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии) // Рудные месторождения М ВИНТИ 1988 С 163
- Лампронты М Наука 300 с
- Ларин В Н* Гипотеза изначально гидридной Земли М Наука 1975 215 с
- Летников Ф А* Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл АН СССР 1987 Т 271 № 2 С 433-435
- Летников Ф А Вилор 4 В* Золото в гидротермальном процессе М Недра 1981 224 с
- Летников Ф А Шкарупа Т А* Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах Иркутск ИФЗК СО АН СССР 1977 25с
- Лишевский Э П* Об активной роли интрузий в процессе горообразования // Геотектоника 1965 № 3 С 77-84
- Лишевский Э П* Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке М Наука 1969 С 21-32
- Лишевский Э П* Глубинное строение Комсомольского рудного района по геофизическим данным // Геология рудных месторождений 1980, № 6 С 37-46
- Лю Чжаоцзюнь Кириллова Г Л Чжан Синьчжоу* и др Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Маньчжуря-Свифтонга и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеан геология 1997 Т 16 С 36-45
- Максимов С О Моисеев В Г Сахно В Г* Калиевые основные породы эруптивных трубок Восточной окраины Буреинского массива (Дальний Восток) // Докл РАН 2001 Т 379 С 1-6
- Максимов С О* Геолого-структурная позиция и особенности минерального состава магматических образований Баджалской зоны // Вулканические зоны Востока Азии Владивосток, 1978 С 21-33

Максимов С О Пикрит щелочно-базальтовый магматизм Баджальской вулканической зоны // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану Владивосток 1978 С 87-88

Максимов С О Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны Автореф кандидат дисс Владивосток Дальнаука 1982 24 с

Максимов С О, Полин В Ф, Чащин А А, Коновалова Н П Специфические особенности флюидного режима оловосодержащих, золото-серебряных и существенно сереброносных магматических комплексов // IV Регион петрограф совещ по С-В России "Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии" Магадан 2000 С 240-245

Мачышев Ю Ф, Литина Е Н Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением // Тихоокеанская геология 1994, № 1 С 13-28

Маракушев А А Петрология метаморфических горных пород М Изд-во МГУ 1973

Маракушев А А Петрогенезис и рудообразование М Наука, 1979 264 с

Маракушев А А Геодинамические режимы образования алмаза // Бюлл МОИП, отд геол 1993 Т 68, вып 2 С 3-18

Маракушев А А Рудоносность взрывных кольцевых структур // Геология рудных месторождений 1996 Т 38 № 6 С 500-511

Маракушев А А Термодинамика системы геохимических минеральных фаций // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов М Наука 1999 С 16-25

Маракушев А А Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности М Наука 1999 256 с

Маракушев А А, Безмен М П Некоторые аспекты космической и глобальной петрологии // Вести МГУ Сер 4, Геология, 1980, № 5 С 3-18

Маракушев А А, Иванов И П., Ружевич В С Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вести МГУ Сер 4, Геология, 1979 № 1 С 3-22

Маракушев А А, Моисеенко В Г Происхождение золоторудных кварцевых жил, связанных с гранитоидами // Золотое оруденение и гранитоиды магматизма Северной Пацифики Магадан СВКНИИ 1992 С 79-80

Маракушев А А, Перчук Л Л Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Первый междунар геохим конгр М Наука, 1977 Т 1

Маракушев А А, Панях Н А Закономерности фазового разделения стабильных изотопов химических элементов // Геохимия, 1980, № 11 С 1587-1605

Маракушев А А, Богатырев О С Феногеноз и ор Импактогенез и вулканизм // Петрология 1993, № 6 С 571-595

Маракушев А А, Перцев Н И, Зотов И А и др Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза // Геология рудных месторождений 1995 Т 37, № 2 С 105-121

Маракушев А А, Русинев В А, Зотов И Н и др Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений 1997 Т 39, № 6 С 483-502

Мартынов Ю А Структурное положение, петрография и некоторые петрологические особенности колчанского комплекса Бухтынской структуры // Вулканические зоны Востока Азии Владивосток, 1978 С 12-20

Мартынов Ю А Петрология кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья Автореф дисс канд геол-минерал. наук Владивосток, 1980 29 с

Мартынов Ю А Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья Владивосток ДВО РАН СССР 1983 140 с

Мартынов Ю А Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики Владивосток Дальнаука 1999 218 с (под ред И Н Говорова и В Г Сахно)

Мартынов Ю А, Окамура С Вариации изотопных отношений Sr и Nd палеоген-плейстоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня // Докл РАН 1993 Т 333, № 3 С 363-369

Мартынюк М В Соотношения эффузивного и интрузивного магматизма в мезокайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория (в пределах Анюйского блока) Автореф дисс канд геол.-минерал. наук Новосибирск 1977 28 с

Матвеев Б А Топстухин И Н Ануфриев Г С Каменский М Л Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // ДАН СССР, 1969 Т 184, № 5 С 1197-1199

Мацуо С О Происхождение вулканических газов // Геохимия современных поствулканических процессов М Мир 1965 С 61-77

Мельников Ф П Включения нефти и битумов в горном хрустале Адана // Проблемы рудообразования Варна Изд-во Болгарской Акад наук, 1974 Т 2

Митановский Е Е Рифтовые зоны континентов М Недра 1976 280 с

Митановский Е Е О коррекции фаз учащения инверсий геомагнитного поля понижения уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника 1996, № 1 С 3-11

Моисеев В Г Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока М Наука 1977 304 с

Моисеев В Г Особенности формирования полигенных россыпей золота и методы их оценки Хабаровск 1997 С 103

Моисеев В Г Малахов В В Физико-химические условия эндогенного рудообразования М Наука, 1979 200 с

Моисеев В Г Михайлов М А Сахно В Г Поведение золота и серебра при осадконакоплении вулканизме и метаморфизме Новосибирск Наука 1974 100с

Моисеев В Г Сахно В Г Взаимосвязь глубинных флюидов вулканизма и оруденения (на примере Тихоокеанского подвижного пояса) // Металлогения и минеральные месторождения М Недра 1980 С 92

Моисеев В Г Сахно В Г Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса М Наука 1982 192 с

Моисеев В Г Сахно В Г Плутовый вулканизм и минералогия Амурской мегаструктуры Благовещенск-Владивосток Из-во АмурКНИИ 2000 160 с

Моисеев В Г Степанов Г Н Малахов В В Роль соединений углерода в формировании рудных месторождений СССР // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования Киев Наук думка, 1978

Моисеев В Г Хомич В Г Особенности состава газовой-жидких включений в минералах, проявлений ассоциирующих с вулканогенными образованиями различных формаций // Термогеохимия и рудогенез Владивосток 1978 С 187-188

Моисеев В Г Сахно В Г Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса М Наука 1982 192 с

Моисеев В Г Эриш Л В Золоторудное месторождение Востока Азии Владивосток Дальнаука 1996, 353 с

Нагибина М С Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса М Из-во АН СССР 1963 464 с

Нагибина М С Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития // Гималайский и альпийский орогенез М Недра 1964 С 268-283

Назаренко Л Ф Баженов В Л Геология Приморского края Ч 1 Стратиграфия Препр Владивосток ДВО АН СССР 1987 66 с

Ненашев Н И Вопросы магматизма и рудообразования на Северо-Востоке Якутия в свете абсолютного возраста // Изв АН СССР Сер геол 1963 № 9 С 6-17

Ненашев Н И Калий-аргоновое датирование и проблема эволюции магмы во времени и пространстве // Геолого-радиологическая интерпретация несходящих значений возраста М Недра 1969 С 103-105

Ненашев Н И Об эволюции состава и длительности формирования гранитоидных плутонов (на примере Восточной Якутии) // Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья Члан-Удэ 1970 С 108-110

Никольский Н С Термодинамика минеральных равновесий базитов М Наука 1978 178с

Никольский Н С Определение параметров равновесия природных газовых смесей по аналитическим данным // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока Владивосток 1980 С 5-14

Никольский Н С О метастабильной кристаллизации природных алмазов из флюидной фазы ДАН СССР 1981 Т 256 № 4

Никольский Н С Принципы моделирования равновесных составов поликомпонентных флюидных фаз (на примере системы Н-О-С) и их роль при магматизме // ДАН СССР 1981б Т 27 № 4 С 983-988

Никольский Н С Флюидный режим эндогенного минералообразования М Наука 1987 199 с

Обжиров А И Перспективы открытия залежей нефти и газа в Приморье // Геология и горное дело в Приморье в прошлом настоящем и будущем Мат конф геологов Приморья Владивосток Дальнаука 2000 С 60-62

Огнянов Н В Основные черты металлогении Центральной части Хингайо-Олоутского оловоносного пояса // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока Владивосток, 1978 С 89-102

Основы тектоники Китая М Недра, 1962 527 с

Олемиков Н В Некоторые вопросы стратиграфии кайнозойских вулканических полей Среднего и Северного Сихотэ-Алиня // Кайнозой востока СССР Владивосток ДВО АН СССР 1989 С 50-5

Плаксенко А Н Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций Воронеж Изд-во ВГУ 1989 224 с

Петрологические провинции Тихого океана М Наука 1996 (под ред. акад. РАН Ю М Пушаровского, И Н Говорова)

Подгорный В Я Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга Российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая) Автореф. канд. диссер. Хабаровск 1999 27 с

Полин В Ф Петрология контрастной серии Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки Владивосток ДВНЦ АН СССР 228 с

Полин В Ф, Конавалова Н П Флюидный режим формирования контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Восточная Чукотка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока Владивосток ДВНЦ АН СССР 1985 С 3-20

Попов В К К петрологии палеогеновых вулканических комплексов Зевско-Соболевского пояса (Центральный Сихотэ-Алинь) // Вулканические зоны Востока Азии Владивосток, 1978 С 69-81

Попов В К Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня Владивосток ДВО АН СССР 1986 152 с

Портнов А М Флюидный диапиризм как причина формирования кимберлитовых трубок и карбонатитовых массивов // ДАН СССР, 1979 Т 246, № 2 С 416-420

Приходько В С, Чеснер К Е, Эзгингер У Д и др. Лейцитовые базальты Болоньского вулкана (Приамурье) // Тихоокеанская геология 1996 Т 15 № 3С 140-143

Пушаровский Ю М Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса // Геотектоника, 1966, № 6

Пушаровский Ю М Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли М Наука, 1972 222 с

Радкевич Е А Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса М Наука 1977 176 с

Рассказов С В Мартынов Ю А Чащин А П и др Миграция позднекайнозойского вулканизма как показатель глубинной геодинамики на юге Сибири и Дальнего Востока // Геология и горное дело в Приморье в прошлом настоящем и будущем Материалы конф геологов Приморья Владивосток Дальнаука 2000 С 63-65

Рейнго Э Л Романовский Н П Изучение купольных магматических рудоносных структур по геофизическим данным (на примере Верхнеселемджинского района) // Геология Дальнего Востока Владивосток ДВНЦ АН СССР 1975 С 110-115

Романовский Н П Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса М Наука 1987 192 с

Руб М Г Гладков Н Г Паёлов В В Шершалов В И Новые данные о возрасте магматических образований западной части Кавалеровского района // Изв АН СССР Сер геол 1974, № 12 С 36-45

Руб М Г Павлов В А Гоневчук Г А Гоневчук В Г Вулкано-плутонические ассоциации Комсомольского рудного района // Изв АН СССР Сер геол, 1978, № 12 С 64-77

Рундквист Д В Есть ли минерогенетические критерии выделения крупных и суперкрупных месторождений // Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благородных металлов и алмазов XXI века Материалы доклада годичной сессии М Наука 1998 С 75-77

Рябчиков И Д Горшков А П Янь Начь Бао и др Поликристаллические агрегаты алмаза борт из кимберлитовой трубки Шенли (Китай) особенности роста, минерального включения, генезис В кн Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благородных металлов и алмазов XXI века 1998 М С 31-33

Сафонов Ю Г Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней // Геол структ эндоген руд Месторождения М Наука 1978 С 167-187

Сахно В Г Особенности эффузивного магматизма мезозойского этапа активизации восточной части северо-восточного выступа Китайской платформы // Магматические формации М Наука, 1964 С 186-202

Сахно В Г Минеральные ассоциации вкрапленников позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока и вопросы происхождения некоторых типов вулканических пород // Магматические комплексы Дальнего Востока Владивосток 1971 С 296-311

Сахно В Г Вулканические зоны Среднего Приамурья Новосибирск, 1976 100 с

Сахно В Г Мезозойский вулканизм Среднего Приамурья Автореф канд дисс Владивосток Изд-во 1965 27 с

Сахно В Г Континентальные вулканические пояса Востока Азии Проблемы геодинамики и магматизма // Геология, геофизика геолимния и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану Тез докл I сов-кит сим-поз Владивосток ДВО АН СССР, 1987 С 54-56

Сахно В Г Позднемезозойские континентальные пояса Востока Азии Автореф докт дисс Владивосток Дальнаука 1994 104 с

Сахно В Г Режим галогенов как критерий рудной специализации рудно-магматических систем // Тез докл междунар симпоз по прикладной геохимии стран СНГ М ИМГРЭ 1997 С 247-248

Сахно В Г Максимов С О Матюнин А П Флюидно-магматические рудоносные системы зон активизации Востока Азии // Рудные формации структур зоны перехода континент-океан Тез докл Всесоюз совещ Магадан СВКНИИ ДВО АН СССР 1988 Т 2 С 145-146

Сахно В Г Матюнин А П Чащин А А Магматизм Широкопадинской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Тихоокеан геология 1994, № 4 С 74-92

Сахно В Г Матюнин А П Зимин С С Курханская алмазоносная диатрема северной части Ханкайского массива строение и состав пород // Тихоокеан геология 1997, том 16, № 5 С 46-59

Сахно В Г Матюнин А П Моисеенко В Г Особенности изотопного состава кимберлитов Курханской алмазоносной диатремы (Приморье) // Докл РАН 2001 Т 380, № 2 С 1-4

Сахно В Г, Максимов С О Рудно-магматические системы континентального вулканизма Востока Азии взаимосвязь геодинамики, магматизма и флюидного режима // Тр симпозиума "Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления" Иркутск 1998 С 480-481

Сахно В Г, Моисеенко В Г Магнезиальные андезиты в рифтовых структурах Амурского кратона // Докл РАН 2001 Т 380. № 1 С 1-6

Сахно В Г, Чащин А А Кайнозойский рифтогенный вулканизм континентальной части Востока Азии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма М ГЕОС 1999 Т II С 111-114

Сахно В Г, Матюнин А П, Зимин С С Особенности минерального состава алмазоносных кимберлитоподобных пород северной части Ханкайского массива (Приморье) // ДАН 1999 Т 368, № 3 С 368-372

Сахно В Г, Васильев Б И Базальтоиды дна Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана Владивосток, 1974 С 52-55

Сахно В Г, Вржосек А А, Моисеенко В Г Особенности состава лав дна окраинных морей западной части Тихого океана // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока Владивосток, 1976

Сахно В Г, Говоров И Н, Куренцова Н А, Голубева Э Д Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией // Вулканизм и глубины Земли М Наука, 1971 С 189-197

Сахно В Г, Демисов Е П К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока // Изв АН СССР, сер геол., 1963 № 8 С 43-55

Сахно В Г, Моисеенко В Г, Малахов В В Эволюция глубинных флюидов магматизма и золотой минералогии Тихоокеанского пояса // Тр Между-нар геол контр, XXV сессии М Наука, 1976 С 25-37

Синицин А В Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика 1992 № 10 С 8-12

Смирнов А М Сочленение Китайской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса М Изд-во АН СССР 1963 157 С (Тр Геол ин-та ДВФ АН СССР Т 8)

Соболев Н В Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии Новосибирск Наука, 1974 264 с

Соболев Н В, Похиленко Н П, Лаврентьев Ю Г, Усова Л В Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика 1975 № 11 С 7-24

Соболев Н В, Синицин А В, Кушев В Г Структурная металлогения алмазоносных кимберлитов // Геология и геофизика 1992 № 10 С 3-8

Соловьев В В Структуры центрального типа территории СССР По данным геолого-морфологического анализа объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа м-ба 1 10 000 000 Л ВСЕГЕИ 1978 110 с

Сорохтин О Г Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов // Изв АН СССР Физика Земли, 1974, № 5 С 29-42

Сорокин А П, Худяков Г И Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амурско-Зейской впадине // Геоморфоструктуры Дальнего Востока Владивосток ДВНЦ АН СССР 1978 С 12-34

Стрижкова А А Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня М Наука 1980 124 с

Сулов В И Вулканогенные формации Дальнего Востока М Недра, 1975 113 с

Сывороткин В Л Дегазация Земли и разрушение озонового слоя // Природа 1993 № 9 С 36-45

Сюи Чжичан Генезис мезозойских вулканических пород Востока Китая с учетом особенностей площадей тектонического напряжения // Геол обозрение 1985 № 2 С 109-124 На кит яз

Таусон Л В Магматизм и рудообразование М Наука, 1979 С 36

Тащи С М Ряды магматогенных морфоструктур центрального типа и их металлогеническое значение // Морфотектоника Дальнего востока Владивосток ДВНЦ АН СССР 1981 С 34-46

Твердая кора океанов (проект "ЛИТОС") М Наука, 1987 199 с (под ред. акад. РАН Ю М Пушаровского)

Тихоокеанская окраина Азии Магматизм М Наука 1991 261 с

Томсон И Н Петрохимическая зональность Сичотэ-Алиня // Латеральные ряды магматических формаций Свердловск 1979 С 10-29

Томсон И Н Анализ космических снимков при тектомагматических и металлогенических исследованиях М Наука, 1979 164 с

Томсон И Н Основные типы континентальных вулканических областей, геодинамические условия их образования и методы изучения // Рудоносность континентальных вулканических поясов М Недра 1982 С 6-19

Толстухин И Н Мамырин Б А Хабари Л В Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах // Геохимия, 1972, № 5

Толстухин И Н Сочава А В Проблемы дегазации Земли и эволюция атмосферы // Дегазация Земли и геотектоника М Наука, 1976

Трофимов В С Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформал и геосинклинальных областях М Недра, 1967 298 с

Тугаринов А И Осипов Ю Г Реутин Ю В О потоке гелия в зонах разломов на эндогенных месторождениях // Геохимия 1975 № 11 С 1615-1625

Уаши С Х Смит К В Структурная и геологическая позиция алмазоносных лампроитовых трубок Аргайл и Эллендейл (Западная Австралия) // Геология и геофизика 1992 № 10 С 93-108

Умитбаев Р Б Охотско-Чукотская металлогеническая провинция М Наука 1986 286 с

Умитбаев Р Б Садовский Л И Сидоров Л А, Смирнов В Н Охотско-Омолонско-Чукотская тектоно-магматическая система и главные черты ее металлогении // Докл. АН СССР 1980 Т 251, № 1 С 185-189

Уткин В П Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР 1978 Т 240, № 2 С 400-403

Уткин В П Сдвиговые дислокации и методика их изучения М Наука, 1980 144 с

Уткин В П Геодинамические условия синхронных проявлений конседиментационного базальтоидного вулканизма и базит-гипербазитового магматизма // Геодинамика и металлогения Владивосток Дальнаука 1999 С 31-48

Фаворская М А Томсон И Н Иванов Р Г и др Связь магматизма и эндогенной металлогении с блоковой тектоникой М Недра, 1969 264 с

Федотов С А Славина А Б Оценка скоростей продольных волн и верхней мантии под северо-западной частью Тилого океана и Камчатки // Изв. АН СССР Физика Земли, 1968, № 2

Федотов С А Кузин И П Скоростной разрез верхней мантии в области Курильских островов // Изв. АН СССР Сер. геофиз. 1963, № 5 С 670-686

Федотов С А Фарберов А И Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов // Вулканизм и глубинное строение Земли М Наука, 1966 Т 3 С 43-48

Фор Г Джозе Л Изотопный состав стронция в россылях Красного моря современное гидротермальное рудоотложение М Мир, 1974

Фотиади Э Э Каратаев Г А Моисеенко Ф С Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных // Геология и геофизика, 1965, № 10 С 18-28

Фролова Т И Гуцин А В Бурикова И А Фролов В Т Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978 Т 53(3) С 100-115

- Хаггерти С И* Алмазоносность Западной Африки: структурное положение и продуктивность кимберлитов // Геология и геофизика 1992 № 10 С 44-61
- Ханчук А И* *Иванов В В* Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое ору-денение // Металлогения и геодинамика Владивосток Дальнаука 1999 С 7-30
- Хитаров Н И* Физико-литические особенности глубинных процессов и вопросы гло-бальной тектоники М Наука 1976 32 с
- Чжан Хун* *Чжао Чуньцзин* *Яо Чжэнь* и др Динамические основы мезозойского вул-канизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеан геология 2000 1 19, № 1 С 109-117
- Шарков Е В* *Богатиков О Л* *Красивская И С* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия Восточной части Балтийского щита // Геотектоника 2000 № 2 С 3-25
- Шатков Г А* *Бабаев Л О* *Максимовский В А* и др Тафrogenный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы ее рудоносности // Тихоокеан геология 1984 № 3 С 54-67
- Шило Н А* *Сидоров А А*, *Гончаров В И* Условия образования рудных месторождений вулканических поясов // Геология рудных месторождений 1978 № 6
- Шило Н И* *Николаевский А А* *Волохин В С* и др Геофизическая характеристика и ре-гиональные структуры акваторий Японского Охотского и Берингова морей // Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления М Наука 1979 С 59-61
- Шило Н А* *Ваццлов Ю А* Динамическая природа асимметрии глубинной структуры востока и запада Тихого океана и его континентального обрамления // XIV Тихоокеан науч конгр Секция VI Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления М Нау-ка 1979 С 59-61
- Шило Н А* *Умитбаев Р Б* Монголо-Чукотская система глубинных разломов древняя сейсмофокальная зона // Геология и геофизика 1977, № 11 С 158-165
- Шуколюков Ю А* *Левский Л К* Геохимия и космохимия изотопов благородных газов М Атомиздат, 1972 335 с
- Шульдинер В И* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ М Недра 1982 266 с
- Шульдинер В И* *Высоцкий С В* *Ханчук А И* Фундамент Тихоокеанских активных окраин М Наука 1987 208 с
- Щеглов А Д* Основы металлогенического анализа М Недра 1976 295 с
- Щеглов А Д* *Щека С А* *Сахно В Г* Вулканические пояса Востока Азии // магматизм и метаморфические формации в истории Земли Новосибирск Наука 1986 С 136-140
- Щека С А* Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл АН СССР 1977 Т 234, № 2 С 444-447
- Юшкин Н П* Наноминералогия: объекты, функции и перспективы Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI Века Тезисы докладов к IX съезду С - Петербург 1999 С 20
- Якуцени В П* Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного критерия // Дегазация Земли и геотектоника М Наука, 1976
- Ярмолюк В В* *Коваленко В И* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность М Наука 1991 264 с
- Ярмолюк В В* *Коваленко В И* Позднемезозойско-кайнозойский внутриплитный магма-тизм Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика 1995 Т 36 № 8 С 132-141
- Ярмолюк В В* *Коваленко В И* *Кузьмин М И* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника 2000 № 5 С 3-29
- Янишин А Л* Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000 М, 1966
- Яницкий И Н* Гелиевая съемка М Недра 1979 96 с
- Яницкий И Н* *Коробейник В М* *Созимова Г В* Отражение разломов земной коры в по-лях гелия // Геотектоника 1975 № 6 С 80-90

- Aque J J, Bimhall G N* Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory mineral in the batholiths of California // *Geol Soc Amer Bull* 1988 Vol 100 P 891-911
- Baker P E, Buckley F, Holland J C* Petrology and geochemistry of Easter Islands // *Contr Miner Petrol*, 1974 Vol 74 P 85-100
- Bailey Macdonald R* Fluorine and chlorine in peralkaline liquids and the need for magma generation in an open system // *Min Mag*, 1975 Vol 40, № 312, p 405-414
- Basu A R, Junwen W et al* Major elements, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications of their origin from suboceanic-type reservoirs // *Earth Planet Sci Lett* 1991, v 105 P 149-169
- Besse I, Courtillot V* Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since rooma // *J Geophys Res* 1991 Vol 96 P 4029-4050
- Bogatikov O A, Kovalenko V, Yarmolyuk V V* Magmatism and Geodynamics // *Terrestrial Magmatism in the Earths History* London Gordon and Breach Publ 1999
- Bourgeois J, Toussaint J F, Gonzalez H et al* Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes) // *Tectonophysics* 1987 Vol 143 P 307-327
- Bimhall G N, Crerar D A* Ore Fluids: Magmatic to Siphogenic // *Thermodynamic Modeling of Geological Materials: Minerals, Fluids, and Melts* (Ed I S E Carmichael and H D Eugster) *Rev Miner* 1987 Vol 17 P 235-321
- Chauvel C, Hofmann A W et al* HIMU-EM: The French Polynesian connection // *Earth Planet Sci Lett* 1992 Vol 110 P 99-111
- Chen Y C* Geochemistry of basalts from Penghy Islands // *Proc Geol Soc China*, 1973, № 16, P 23-36
- Chen I G* Geochemistry of granitognesses from Chinmen // *Acta oceanogr Taiwanica* 1984 Vol 15 P 39-52
- Clague D A, Dalrymple G B* Age of Koko seamount: Empenol Seamount Chain // *Earth Planet Sci Lett*, 1973 Vol 17 P 411-415
- Clarke W B, Beg M A, Craig H* Excess He in the sea, evidence for terrestrial primordial helium // *Earth Planet Sci Lett*, 1969 Vol 6 P 213-220
- Dawson J B* Kimberlites and their Xenoliths Berlin Springer Verlag 1980 252 p
- Diets R S, Menard H W* Hawaiian swell, deep, and arch, and subsidence of the Hawaiian Islands // *J Geol*, 1953 Vol 61 P 99-113
- Donald E* Reverse origins of hydrothermal ore fluids // *Econ Geol*, 1974 Vol 69, № 6 P 954-973
- Engel A E I, Engel C G* Igneous rocks of the East Pacific Rise // *Science*, 1964 Vol 146, № 3643 P 477-485
- Forbes W C* An interpretation of hydroxyl contents of biotites and muscovites // *Miner Mag* 1972 Vol 38 P 712-720 1
- Fukao Y* Seismic tomogram of Earth's mantle: geodynamic implications // *Science* 1992 Vol 258 P 625-630
- Fuller M and Weeks R* Superplumes and Superchazons // *Nature* 1992 Vol 356 P 16-17
- Gamo Toshtaca, Ishidashi Ion-Ichiro, Sacai Hitoshi, Tibro Bronte* Methane anomalies in Seawater above the Loih submarine area Hawaii // *Geochim et Cosmochim Acta* 1987 Vol 61 № 2 P 2857-2865
- Geology of granites and their metallogenetic relations // *Proc Intern Symp Nanjing, China* Oct 26-30 1982 Beijing 1984 954 p
- Gilder S A, Courtillot V* Timing of the North-South China collision: new middle to Late Mesozoic paleomagnetic data from North China Block // *J Geophys Res* 1997 P 17713-17727
- Gill J B* Orogenic andesites and plate tectonics N Y Springer, 1981 390 p

- Girardeau J, Mercier J C C* Origin of the Xigaze ophiolite Yarlung Zangbo suture zone // *tectonophysics* 1985 Vol 119 P 407-433
- Goodwin A M* Rooted Precambrian ring shields: growth, alignment and oscillation // *Amer J Sci* 1985 Vol 285 P 481-531
- Graham D W, Humphris S E* et al Helium isotope geochemistry of some volcanic rocks from Santa Helena // *Eart Planet Sci Lett* 1992, v 110 P 121-13
- Green T H, Ringwood A E* Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks // *Contribs Miner Petrol*, 1968 Vol 18 P 163-174 P 103-162
- Groug S T, Morgan W I, Hargraves R B* Kimberlites: Their relation to mantle hot spots // *Earth Planet Sci Lett* 1980 № 50 P 260-274
- Gunow A J, Ludington S, and Munoz J L* Fluorine in Micas from Henderson Molybdenite Deposit, Colorado // *Econ Geol*, 1980 Vol 75, N 8 P 1127-1137
- Haggerty S E* Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // *Eart Planet Sci Lett* 199 Vol 122 P 57-69
- Halliday A N, Lee Der-Chuen et al* Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Eart Planet Sci Lett* 1995, v 133 P 379-395
- Hart S R, Natwalk A J K* K, Rb, Cs, and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench // *Geochim Cosmochim Acta*, 1970 Vol 34 P 145
- Hart S R* A Large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature* 1984 Vol 309 P 753-757
- Hart S B* K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts // *Roy Soc London Phil Trans A*, 1971 Vol 268 P 573-587
- Hazen R M, Wones D R* The effect of cation substitutions on the physical properties of tricahedral micas // *Amer Miner* 1972 Vol 57 P 103-129
- Helmberger D V, Ween L, Ding X* Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary // *Nature* 1998 Vol 396 P 251-257
- Hentzler J B* et al Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversal and motion of the floor and continents // *J Geophys, Res.* 1968 Vol 73, № 6 p 2119-2136
- Hess H H* History of ocean basins. In *Petrologic studies: A volume to honour A E Budington* - Geol Soc 1962 P 599-620
- Hofmann A W* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature* 1997 Vol 385 P 219-229
- Hofmann A W* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Eart Planet Sci Lett* 1988 Vol 90 P 297-314
- Hutchinson C S* The formation of the Earth // *Nature*, 1974 Vol 250, № 16
- Hutchinson R* Strontium and lead isotopic ratios, heterogeneous accretion of Earth and mantle plumes // *Geochim Cosmochim Acta*, 1976 Vol 40, № 4 P 482-485
- Jackson E D, Silver E A, Dalrymple G B* Hawaiian-Emperor Chain and its relation to Cenozoic circum-pacific tectonics // *Geol Soc Amer Bull*, 1972 Vol 83, № 3, p 601-617
- Ishihara S, Sasaki A, Shibata K* et al Characteristics of cretaceous magmatism and related mineralization of the Lower Jangtze Area Eastern China // *Rep Intern Res and Develop Coop ITIT Projects* 1985 № 8113, p 23-48
- Ishihara S, Sawai H, Shibata K* et al Granites and S W deposits of Peninsular Thailand // *Mining Geol* 1980 Spec iss, № 8, p 223-242
- Kay R W* Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust // *Journ Volcanol Geotherm Res* 1978 Vol 4 P 297-322
- Kelemen P B* Origin of high-Mg andesites and the continental crust // *Miner Mag* 1994 Vol 58 A P 464-465
- Kouda R, Ni R* Lead-zinc mineralization of Wubu deposits, Zhejiang Province // *Rep Intern Res And Develop Coop ITIT Projects* 1985, № 81136 P 119-152