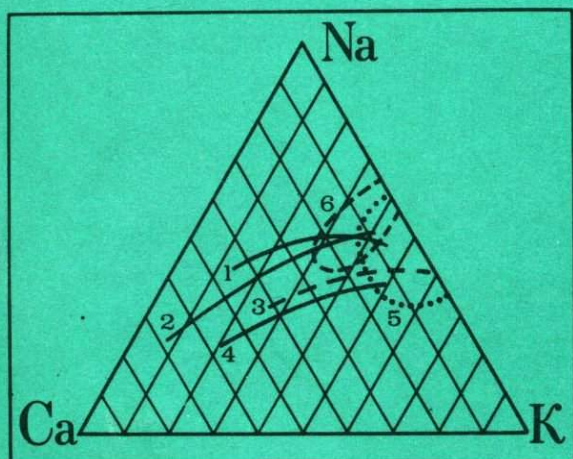


Академия наук
СССР



Г. Б. Левашев

МАГМАТОГЕННАЯ
ГЕОХИМИЯ
ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА



Издательство «Наука»



Академия наук СССР
Дальневосточный научный центр
Дальневосточный геологический институт

Г. Б. Левашев

МАГМАТОГЕННАЯ
ГЕОХИМИЯ
ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

4372



Издательство
«Наука»
Москва
1978



Левашов Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М., "Наука", 1978 г.

В работе рассмотрены особенности геологического положения и характерные минералого-геохимические черты верхнемеловых-палеогеновых вулкано-интрузивных серий, развитых в различных структурных зонах Сихотэ-Алинской складчатой области. На этой основе анализируются региональные данные по геохимии олова и вольфрама. Обсуждаются важнейшие аспекты магматогенной геохимии олова и вольфрама — влияние состава магм и возможных условий их формирования на специализацию вулкано-интрузивных комплексов. Рассматривается поведение рудогенных элементов в зависимости от режима кислотности-щелочности расплавов, что иллюстрируется на примерах распределения этих элементов в минералах гранитоидов известково-щелочной и щелочно-известковой ассоциаций.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР

В.Л. БАКСУКОВ

Эффективность прогнозирования новых рудоносных территорий во многом зависит от успешного решения вопросов об источниках рудного вещества, возможных условиях их накопления в связи с различными геологическими процессами. Неослабевающий интерес вызывает проблема связи рудных месторождений с магматическими образованиями, особенно с орогенными и внеорогенными гранитоидами и вулкано-интрузивными комплексами. Основы учения о рудно-петрографических формациях, специализированных в отношении различных рудных ископаемых, заложены исследованиями С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина, В.И. Смирнова, Ю.А. Кузнецова, С.Ф. Лугова, В.С. Коптева-Дворникова, М.А. Фаворской, Е.А. Радкевич, М.П. Материкова и ряда других ученых.

В течение последнего десятилетия был накоплен огромный фактический материал по металлогенической и геохимической специализации интрузивных образований. В результате этих исследований установлен полигенный характер источников рудного вещества; выявлена возможность внециклического накопления олова, вольфрама и некоторых других металлов, поступавших с глубинными магматическими расплавами, которые формировались на большой глубине вне прямой связи с корово-сиалическим циклом (осадконакопление — метаморфизм — палингенез); выяснено также большое влияние физико-химических особенностей (прежде всего режима кислотности-щелочности) магматических расплавов на поведение рудных элементов в процессах магматической дифференциации и кристаллизации.

Одним из ведущих направлений геохимических исследований последнего десятилетия стала разработка геохимических основ металлогении рудных элементов. Такие работы в отличие от первоначальных этапов изучения геохимии рудных элементов, когда основное внимание было сосредоточено на анализе распределения элементов в различных горных породах, носят комплексный характер, сочетая геологические, тектонические, металлогенические исследования с широким использованием материалов экспериментальной петрологии для создания геохимических моделей накопления рудных элементов в ходе коровых и подкоровых процессов (Барсуков, Дурасова, 1966; Барсуков, Дмитриев, 1972).

Сравнительное изучение геохимии олова и вольфрама в гранитоидах Сихотэ-Алиня, выполнявшееся автором с 1968 г. в лаборатории геохимии и минералогии ДВГИ ДВНЦ АН СССР под руководством доктора геолого-

минералогических наук И.Н. Говорова, проводилось с учетом новых данных и представлений о характере глубинного строения территории, особенностях формирования и размещения интрузивных пород и их связи с эффузивными образованиями, что позволило более достоверно оценить причины региональных геохимических неоднородностей. В процессе выполнения этих работ самостоятельное значение приобрело изучение особенностей распределения рудных элементов в породообразующих и акцессорных минералах, состав которых позволяет рассмотреть влияние режима кислотности-щелочности, температуры и некоторых других факторов на поведение рудных элементов в ходе эволюции магматических расплавов.

Химические анализы минералов выполнены в основном Е.А. Лаговской и С.П. Славкиной; силикатные анализы пород — М.М. Дербаремдикер и Т.Г. Филипповой в лаборатории геохимии и минералогии ДВГИ. Все определения вольфрама и молибдена цинк-дитиоловым методом сделаны в той же лаборатории химиками А.П. Гречищевой и В.Г. Брюхоно. Количественный спектральный анализ пород и минералов на олово и другие микроэлементы проводился Э.Д. Голубевой, Т.В. Ланковой и Л.Г. Пироговой в лаборатории физико-химических методов исследования ДВГИ. Все минералогические разборы — Л.А. Показеевой, Н.М. Поповой, Л.А. Лашковой.

УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ В ТЕКСТЕ СОКРАЩЕНИЯ И ИНДЕКСЫ

- Пл* — плагиоклаз;
Пи — пироксен;
*Ро*₄₀¹⁰ — роговая обманка, ее глиноземистость и железистость;
*Би*₄₄¹⁸ — биотит, его глиноземистость и железистость;
Амф — амфибол;
Ор — калишпат;
Кв — кварц;
Ма — магнетит;
Сф — сфен;

$$I = \frac{Al}{Al + Si + Fe + Mg} \cdot 100\% -$$

— коэффициент глиноземистости,

$$f^0 = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\% -$$

— коэффициент общей железистости,

$$f^1 = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Fe^{+2}} \cdot 100\% -$$

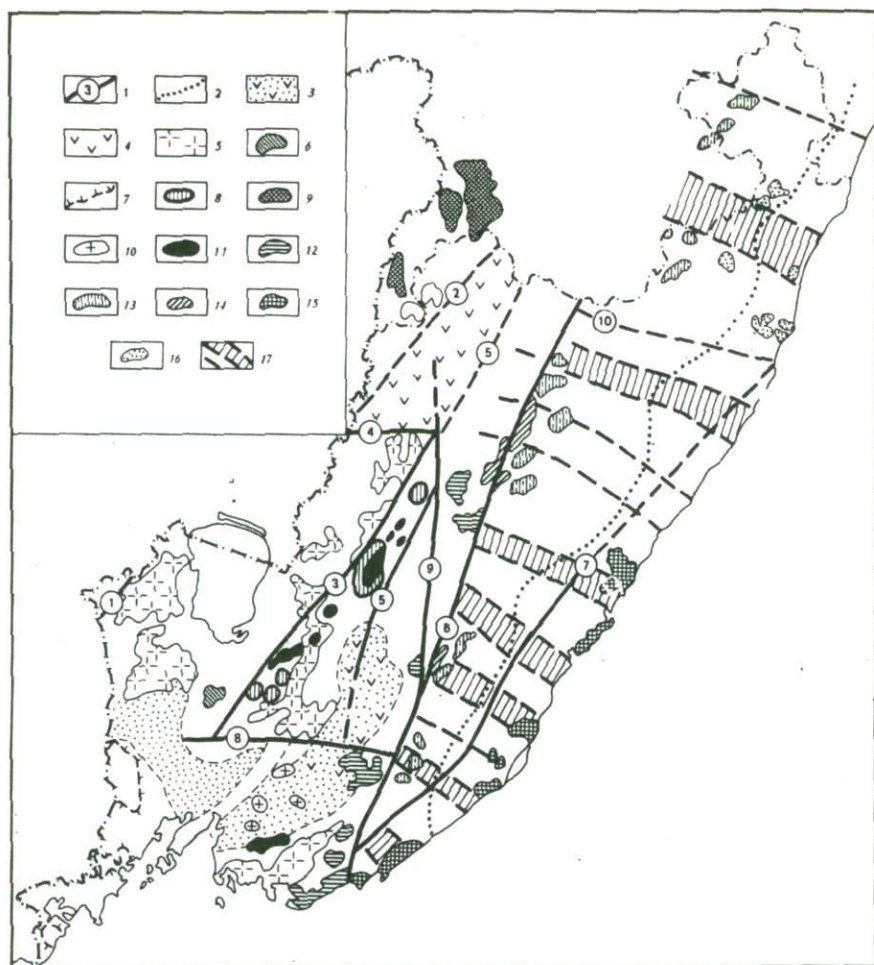
- коэффициент частной железистости.
 \bar{x} — среднее содержание микроэлемента;
 S^2 — выборочная дисперсия;
 S — среднее квадратичное отклонение;
 V — коэффициент вариации;
 N — число проб;
 r — коэффициент корреляции;
 $K_{кр}$ — критическое значение r при $N = 2$;
ф.е. — формульные единицы катионов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В разработке геолого-геохимических моделей накопления рудных элементов существенную роль играет исследование процессов кристаллизации и дифференциации магм. Традиционным объектом изучения поведения рудных элементов в процессе магматической кристаллизации расплавов, влияния различных физико-химических факторов на характер накопления микроэлементов и условий возникновения специализированных (металлоносных) магм становятся гранитоидные интрузии, в пространственной близости с которыми расположены месторождения олова, вольфрама, и других металлов. При этом чрезвычайно важное значение имеет проблема формирования родоначальных для гранитоидных ассоциаций магм. Один из наиболее эффективных путей ее решения — изучение серий комагматичных интрузивных и эффузивных пород. Так вопрос о формировании гранитоидных расплавов становится частью общей проблемы происхождения различных типов магм.

Сихотэ-Алинская складчатая область, обрамляющая с востока структуры древнего Ханкайского массива, входит в систему мезозоид Тихоокеанского подвижного пояса. Геологическое строение территории во многом определяется ее расположением в зоне перехода от континента к океану и связана с формированием и развитием структур островных дуг, окраинных морей, краевых и внутриконтинентальных вулканических поясов. Эти обстоятельства, а также тот факт, что область богата месторождениями олова, вольфрама и полиметаллов, обуславливают интерес к изучению Сихотэ-Алинской области для решения проблемы источников рудного вещества, разработки геолого-геохимических моделей формирования рудных месторождений, для исследования роли коровых и мантийных процессов в накоплении рудных элементов.

Верхнемеловые-палеогеновые интрузии в Сихотэ-Алине распространены широко. Ареал их развития не ограничен структурами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и Главного синклинория Сихотэ-Алиня (сформированными в сенонское время) и захватывает и палеозойские структуры Главного антиклинория, Южно-Приморской зоны и Ханкайского срединного массива (рис. 1). Верхнемеловые-палеогеновые интрузии Сихотэ-Алиня относятся, таким образом, к преимущественно внеорогенным образованиям, внедрившимся в складчатые структуры, претерпевшие до того неоднократную переработку и активизацию.



Р и с.1. Размещение важнейших гранитоидных комплексов Приморья (геологическая основа по И.И. Берсеневу, 1969)

1 – структурные швы (цифры в кружках); 2 – Алчанский, 3 – Западно-Сихотэ-Алинский, 4 – Дальнереченский, 5 – Уссурийский, 6 – Центральный Сихотэ-Алинский, 7 – Прибрежный, 8 – Южно-Сихотэ-Алинский, 9 – Меридиональный, 10 – Южно-Бикинский, 2 – западная граница Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 3, 4 – мезозойские наложенные впадины: осадочно-вулканогенные (3) и преимущественно вулканогенные (4); 5 – среднепалеозойские граниты батолитовой формации; 6 – нижне-, среднепалеозойский (Вознесенский) комплекс габбро-монзонит-батолитовой формации; 7 – ареал распространения позднепермского гранитоидного комплекса; 8 – послепермские граниты; 9 – юрские граниты Бикинской зоны; 10 – меловые гранитоиды Уссурийского прогиба; 11–12 – позднемезозойские интрузивные и вулкан-интрузивные серии: 11 – си негорская, 12 – партизанская, 13 – бачелазская, 14 – граниты зоны Центрального шва, 15 – приморская, 16 – сихотэ-алинская с наиболее крупными интрузивами, 17 – сихотэ-алинская в зонах субширотных разломов

Исключение составляют, по-видимому, гранитоиды Главного синклинория Сихотэ-Алиня, внедрению которых непосредственно предшествовали процессы складкообразования. Вместе с тем вполне вероятно, что южный участок Восточно-Сихотэ-Алинской геосинклинали залегает на фундаменте, состоящем из докембрийских и нижнепалеозойских пород (Изох и др., 1967), подобных образованиям Ханкайского массива (Мишкин и др., 1970) или Главного антиклинория. В таком случае становление гранитоидных интрузивов этой зоны отвечает этапу орогенной активизации древних структур Азиатского континента.

Одно из проявлений внегеосинклинального магматизма областей активизации — связь гранитоидных интрузий с вулканитами (Комаров, 1972). Верхнемеловые-палеогеновые гранитоидные интрузии Сихотэ-Алиня характеризуются тесной пространственной ассоциацией с вулканитами среднего и кислого состава. Особенно отчетливо эта связь прослеживается в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, где интрузивные и эффузивные породы совмещены в единых вулкано-интрузивных структурах (Баскина, 1965). В некоторых случаях ассоциация вулканитов и их интрузивных комагматов обнаруживается и в пределах Главного синклинория (Березовский, Араратский, Фурмановский, Бачелазский комплексы), Главного антиклинория (Ариаднинский) и Уссурийской подзоны (Чугуевский). В пределах южного фланга Западно-Сихотэ-Алинского структурного шва, отделяющего поднятые блоки Ханкайского массива от Уссурийской наложенной впадины, эффузивные фации отсутствуют, но сохранились в пределах его северной части (Бикинская зона).

Наиболее приемлемой таксономической единицей для систематики гранитоидных образований Сихотэ-Алиня может служить интрузивная серия (Изох и др., 1967), объединяющая близкие по геологическому положению, парагенезису и геохимическим свойствам гранитоидные массивы и вулкано-интрузивные комплексы. Формализация признаков проявления гранитоидного магматизма по их принадлежности к конкретно выделенным структурным зонам (Геология СССР, т. 32, 1969) представляется вполне приемлемой как первоначальная основа для петролого-геохимического анализа. В соответствии с этими принципами выделены (с запада на восток) следующие интрузивные серии: синегорская, партизанская, бачелазская и приморская (см. рис. 1).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ СЕРИЙ

С и н е г о р с к а я с е р и я — крайняя западная из верхнемеловых меридионально ориентированных интрузивных цепочек Сихотэ-Алиня. Ее интрузивы (Синегорский, Яковлевский, Кировский) расположены в зоне Западно-Сихотэ-Алинского структурного шва, ограничивающего с запада Уссурийский краевой прогиб (Соловьев, 1966). Эта шовная структура сформировалась, по Г.М. Власову (1971), в верхнем палеозое как краевой вулканический пояс (Западно-Сихотэ-Алинский риолитовый пояс), а в мезозое контролировала размещение юрских (Васильевский и Кабаргинский) комплексов (Никифорова, Нарнов, 1971) и верхнемеловых

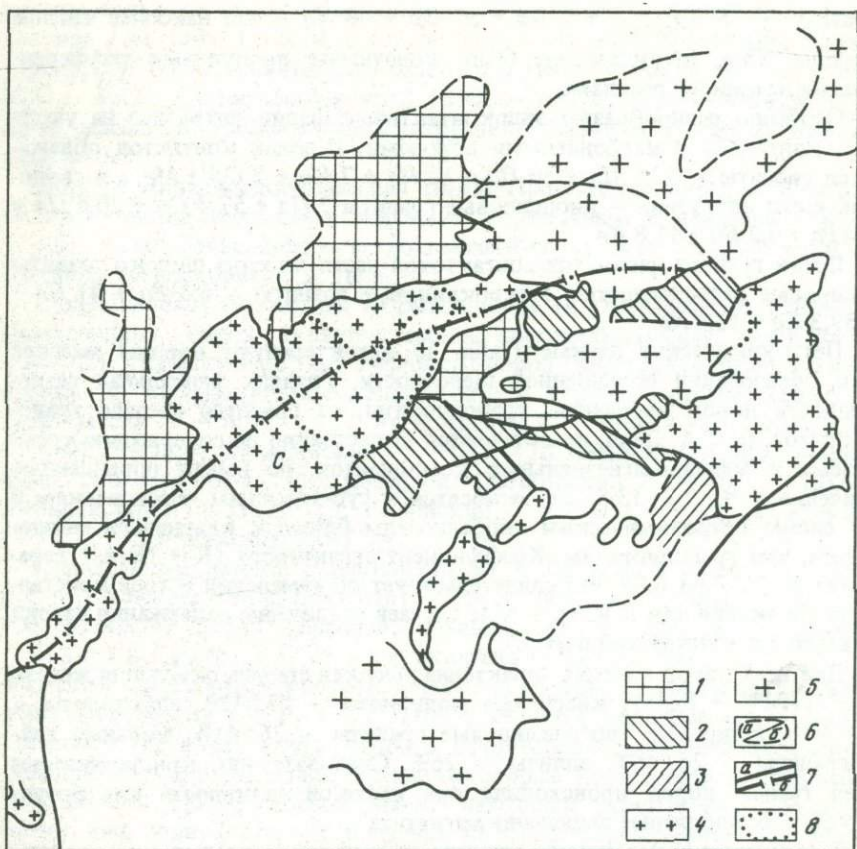
(синегорская серия и Бикинский комплекс) гранитоидов. Внедрению синегорских гранитоидов повышенной основности предшествовал длительный период проявления кислого магматизма — излияние верхнепермских эффузивов, формирование массивов верхнепалеозойских биотитовых и юрских субщелочных гранитов. Таким образом, становление интрузивов синегорского типа происходило в заключительную стадию разломно-блоковой активизации структур Ханкайского массива, претерпевших к этому времени существенную перестройку, связанную с формированием краевого вулканического пояса (Западно-Сихотэ-Алинский риолитовый пояс), краевого (Уссурийского) прогиба и вулканической дуги, занимавшей в верхнепалеозойское время место Главного и, возможно, Партизанского антиклинориев. К синегорской серии отнесен и Ливадийский массив, расположенный в Южно-Приморской зоне, но близкий по структурному положению к интрузивам этой серии (приуроченность к зоне разлома в бортовой части Уссурийского прогиба).

Интрузивы серии имеют в плане удлиненную веретенообразную форму, отражающую приразломный характер их внедрения. Площадь выхода интрузивов на поверхность превышает 100 км². Вмещающие породы разнообразны по составу, возрасту и происхождению; представлены протерозойскими гнейсами, рифейскими карбонатно-терригенными образованиями, среднепалеозойскими и верхнепалеозойскими гранитами, вулканогенно-осадочными образованиями пермского, триасового и верхнемелового возрастов. Интрузивы однотипны по строению — формировались преимущественно в одну фазу. Сложены в основном биотит-роговообманковыми гранитоидами повышенной основности. В пределах Западно-Сихотэ-Алинского шва известны также штокообразные тела габброидов, коагматическая связь которых с синегорскими гранитоидами пока не установлена.

Типичный представитель интрузивной серии — Синегорский массив (рис. 2). Его северные и западные контакты пологие, южные и восточные — крутые. Соотношение вскрытой и незеродированной частей интрузива, по данным Р.Г. Кулинича, 1:2 — 3. До 75% площади занимают среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты. Минеральный состав пород, обладающих на некоторых участках такситовой структурой, варьирует в зависимости от местоположения.

В глубинных частях массива, на участках контактов с алюмосиликатными породами, гранодиориты имеют следующий минеральный состав: 44,4 $Pl_{ан-ол}$ + 7,4 $Рo_{40}^9$ + 8,2 $Бу_{48}^{18}$ + 24 Op + 16 $Kв$. В центральной части интрузива в составе гранодиоритов возрастает содержание кварца, биотита и магнетита, но уменьшается количество роговой обманки и калишпата. Минеральный состав пород центральной части интрузива соответствует: 42 Pl + 6,3 $Рo_{40}^{10}$ + 4,8 $Бу_{44}^{18}$ + 21,5 Op + 25,3 $Kв$ + 0,1 $Mг$.

При переходе от центральной части к эндоконтактовой зоне изменяется состав железо-магнезиальных алюмосиликатов, увеличивается глиноземистость роговой обманки (от 9,2 до 9,8) и биотита (от 17,8 до 18,5). Это указывает на высокую активность щелочей при кристаллизации гранодиоритов краевой части массива.



Р и с. 2. Фрагменты строения Синегорского (С) и Яковлевского (Я) массивов по геофизическим данным Р.Г. Кулинича

1 — контур скрытого распространения мезозойских интрузивных пород, 2 — верхнепалеозойские образования, 3 — мезозойские вулканогенно-осадочные образования, 4 — верхнемеловые гранитоиды, 5 — среднепалеозойские граниты, 6 — контур Синегорского интрузива на глубине, 7 — нарушения: а — геологически установленные, б — геофизически, 8 — "центр внедрения" по Р.Г. Кулиничу

Породы апикального выступа, занимающего центральную часть массива, представлены слабо порфиroidными адамеллитами состава $40,6 \text{ Pl}_{\text{Ol}} + 0,3 \text{ Po} + 5,9 \text{ Bu}_{46}^{22} + 24 \text{ Or} + 28 \text{ Kв} + 0,5 \text{ Mg}$. Для них характерно присутствие порфиroidных выделений зонального плагиоклаза, резкое преобладание биотита над роговой обманкой и повышенная глиноземистость биотита, свидетельствующая о пониженной, по сравнению с гранодиоритами, активности калия при их кристаллизации.

В наиболее эродированных участках центральной части массива вскрыты лейкократовые биотитовые граниты, связанные постепенными переходами с гранодиоритами и порфиroidными адамеллитами. По своему

составу — 25 *Pl*_{ол-аб} + 2 *Би* + 33 *Ор* + 40 *Кв* — это наиболее кислые породы. Они, по-видимому, были конечными продуктами дифференциации исходного расплава.

Особенно разнообразны эндоконтактовые фации интрузива на участках контактов с карбонатными породами. В зонах контактов обнажаются сиениты — 13,1 *Pl* + 30 *Ор* + 12 *Pl* + 7 *Кв* + 2 *Сф* + *Мг*, а в сводовой части интрузива — диопсидовые граниты 2 *Pl* + 57,4 *Ор* + 20,6 *Pl* + 4 *Ро* + 0,2 *Би* + 15,8 *Кв*.

Среди гранодиоритов приконтактовой части массива широко развиты шпировые разнозернистые микроклиновые граниты — 6,5 *Ро* + 41 *Pl* + 39,3 *Кв* + 12,8 *Кв*.

Петрохимические данные (табл. 1) характеризуют породы массива как образования повышенной щелочности. Главная фациальная разновидность пород интрузива, гранодиориты, от среднего состава гранодиоритов, по Р.А. Дели, не отличаются существенно по содержанию кремнезема и железо-магнезиальных компонентов, но имеют повышенные значения $a = 2,7-13,8$, т.е. относятся к субщелочным образованиям и по своим петрохимическим особенностям ближе к кварцевым монцитам, чем гранодиоритам. Коэффициент алкаитности ($K + Na/Al$) варьирует от 0,57 до 0,94, что свидетельствует об изменении в ходе кристаллизации активности K и Na , в ряде случаев увеличение содержания натрия связано с альбитизацией пород.

Для всех пород массива характерна высокая степень окисления железа ($Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$): кварцевые монциты — 27–42%, адамеллиты — 30–46%, шпировые микроклиновые граниты — 26–41%, жильные лейкограниты — 28–46%, аплиты — 26%. Следовательно, кристаллизация всей гаммы пород происходила при высокой активности кислорода, что обусловило раннее выделение магнетита.

С гранитами Синегорского массива связана незначительная по масштабам вольфрамовая и молибденовая минерализация. Сложные по морфологии рудные тела кварц-зейрегитового состава и минерализованные зоны среди гранитоидных пород расположены на западном склоне куполовидного выступа интрузива, в области постепенного перехода от кварцевых монцитов в биотитовые адамеллиты. Кроме кварца и медово-желтого зейрегита, в незначительных количествах встречаются актинолит и пирит. По данным декрепитации газовой-жидких включений в рудных жилах присутствует кварц двух генераций, кристаллизация которых происходила при 300 и 200°C. Декрепитационный максимум зейрегита — 300°C. Его химический состав: WO_3 — 71,11%, MoO_3 — 5,49%, CaO — 21,20%, SiO_2 — 0,66%, Fe_2O_3 — 0,35% (аналитик В.И. Афанасьева, Центральная лаборатория ПТГУ).

Синегорский массив не единственный в зоне Западного структурного шва представитель гранитоидов повышенной щелочности. Цепочка однотипных интрузивов вытянута на север вдоль Западно-Сихотэ-Алинского шва. Породы Яковлевского массива, отличаясь от кварцевых монцитов Синегорского массива более основным составом — 62,1% SiO_2 , характеризуются повышенным содержанием K_2O — 2,7%. Кварцевые мон-

цониты являются главной фациальной разновидностью пород Кировского массива (см. табл. 1). К этой группе близки по петрохимическим характеристикам также гранитоиды Бикинского ($\text{SiO}_2 - 66,8\%$, $\text{Na}_2\text{O} - 3,1\%$, $\text{K}_2\text{O} - 4,4\%$) и Стрельниковского ($\text{SiO}_2 - 65,1\%$, $\text{Na}_2\text{O} - 4,1\%$, $\text{K}_2\text{O} - 3,9\%$) массивов, продолжающих интрузивную цепочку в пределы Бикинской зоны.

Породы Ливадийского массива (Южно-Приморская зона) отличаются от гранитоидов названных массивов нормальным содержанием K_2O (2,6%) и по большинству петрохимических характеристик близки к среднему гранодиориту Р.А. Дели.

Существенным признаком формационной (и генетической) близости гранитоидных пород является состав породообразующих минералов (табл. 2). Показательно, что амфиболы пород синегорской серии весьма близки по коэффициентам железистости и глиноземистости: Синегорский массив $f^0 = 40$, $l = 9,5$; Яковлевский $f^0 = 40$, $l = 9,6$; Кировский $f^0 = 44$, $l = 10,5$; Ливадийский $f^0 = 42$, $l = 10$. Столь же хорошо сопоставимы биотиты пород этих массивов: Синегорский $f^0 = 46$, $l = 20,6$; Яковлевский $f^0 = 51$, $l = 20$; Кировский $f^0 = 53,6$, $l = 19,8$; Бикинский $f^0 = 48$, $l = 20$; Ливадийский $f^0 = 51,6$, $l = 19,7$.

Приведенные данные свидетельствуют о близких условиях (температура, кислотности-щелочности) кристаллизации главных фациальных разновидностей пород массивов, объединенных в синегорскую серию.

Партизанская серия включает гранитные массивы Главного и Партизанского антиклинориев, первый из которых, по мнению И.И. Берсенева (Геология СССР, т. 32, 1969), является областью мезозойской складчатости, а структура второго сформирована среднепалеозойской складчатостью. В последнее время некоторые исследователи, например В.П. Мишин (1975), рассматривают названные структурные подразделения как единую зону, в пределах которой формирование континентальной коры завершалось в позднепалеозойское время.

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня представляет собой узкую структурную зону, ширина которой не превышает 50 км. Эта зона, если считать Партизанский антиклинорий одним из элементов Главного антиклинория, протягивается от Нижнего Приамурья на севере до Японского моря на юге. Наиболее древние образования здесь – терригенные силур-девонские, представленные филлитовидными сланцами, кремнистыми породами, микрокварцитами и мраморами (Геология СССР, т. 32, 1969). Этот комплекс пород, картируемых в виде тектонических блоков в центральной части антиклинория, параллелизуется В.П. Мишиным с рифейскими и ниже-среднепалеозойскими образованиям Ханкайского массива, рассматриваемыми как основание Сихотэ-Алинской складчатой области.

Выступы наиболее древних образований в Главном антиклинории обрамлены выходами пород каменноугольного возраста, относимыми к маляновской и самаргинской свитам (глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, спилиты, порфириды, песчаники и линзы известняков). Несмотря на образование в пределах зоны Главного антиклинория в девонское время ряда поднятий, на его территории продолжали существовать эвгеосинклинальные условия с интенсивным подводным вулка-

Таблица 1

Химический состав верхнемеловых-палеогеновых пород известково-щелочной серии

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 62,5 | 73,5 | 62,1 | 67,0 | 73,6 | 64,9 | 69,4 |
| TiO ₂ | 0,7 | 0,2 | 0,7 | 0,7 | 0,2 | 0,7 | 0,4 |
| Al ₂ O ₃ | 16,5 | 13,4 | 17,0 | 15,7 | 13,1 | 17,0 | 14,9 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,7 | 0,7 | 0,1 | 0,8 | 0,5 | 0,3 | 0,3 |
| FeO | 3,3 | 2,1 | 4,7 | 3,3 | 1,9 | 2,8 | 2,3 |
| MgO | 2,2 | 0,4 | 2,2 | 1,2 | 0,04 | 1,4 | 0,5 |
| CaO | 4,5 | 1,2 | 4,9 | 3,8 | 1,7 | 2,9 | 2,7 |
| K ₂ O | 3,4 | 4,1 | 2,7 | 3,0 | 5,1 | 3,6 | 4,1 |
| Na ₂ O | 3,9 | 3,4 | 3,5 | 3,9 | 3,0 | 5,0 | 4,0 |

Таблица 1 (продолжение)

| Окисел | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 74,2 | 64,8 | 66,3 | 66,5 | 66,8 | 69,0 | 73,6 |
| TiO ₂ | 0,3 | 0,7 | 0,6 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,2 |
| Al ₂ O ₃ | 13,6 | 14,7 | 16,3 | 16,9 | 14,9 | 15,2 | 13,2 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,5 | 1,2 | 0,7 | 0,1 | 0,7 | 0,9 | 1,4 |
| FeO | 1,4 | 4,5 | 3,2 | 3,1 | 4,7 | 2,5 | 1,7 |
| MgO | 0,3 | 2,0 | 1,7 | 0,2 | 1,3 | 0,8 | 0,2 |
| CaO | 1,0 | 3,9 | 1,7 | 1,4 | 3,3 | 2,6 | 1,5 |
| K ₂ O | 4,7 | 3,7 | 3,0 | 5,6 | 3,2 | 3,6 | 3,7 |
| Na ₂ O | 3,4 | 3,6 | 3,9 | 5,0 | 3,3 | 3,5 | 4,1 |

Таблица 1 (окончание)

| Окисел | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 62,7 | 66,8 | 64,7 | 73,2 | 76,2 | 56,1 |
| TiO ₂ | 0,6 | 0,4 | 0,5 | 0,3 | 0,2 | 0,8 |
| Al ₂ O ₃ | 15,6 | 15,6 | 18,0 | 14,2 | 13,8 | 16,9 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,6 | 2,9 | 1,4 | 1,9 | 2,5 | 2,4 |
| FeO | 2,8 | 2,3 | 4,1 | 1,4 | 0,8 | 5,5 |
| MgO | 3,1 | 2,1 | 2,5 | 1,1 | 1,0 | 3,3 |
| CaO | 3,3 | 3,1 | 3,9 | 1,2 | 0,7 | 5,9 |
| K ₂ O | 2,7 | 2,4 | 2,7 | 4,8 | 5,0 | 1,9 |
| Na ₂ O | 2,9 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 2,3 | 3,1 |

Примечания. Ханкайский массив, Синегорский интрузив: 1 – гранодиорит (среднее из 12 проб), 2 – биотитовый гранит (2 пробы). Яковлевский массив: 3 – кварцевый диорит, 4 – кварцевый монзонит, 5 – биотитовый гранит. Кировский массив: 6 – кварцевый монзонит; 7 – граносиенит, 8 – щелочной гранит. Бикинский: 9 – кварцевый монзонит (обр. Л-1027, Л-1028). Стрельниковский: 10 – кварцевый монзонит (по Никифоровой, 1975). Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Дальненский массив: 11 – кварц-ортоклазовое габбро; 12 – кварцевый монзонит (12 проб), 13 – микродиорит (включение), 14 – гранит-шпировые обособления. Присковый: 15 – гранодиорит (12 проб), 16 – лейкократовый гранит (15 проб). Нижне-Арминский: 17 – кварцевый монзонит (10 проб). Ливадийский: 18 – гранодиорит, 19 – нордмаркит. Прибрежный антиклиниорий, Валентинов-

Сихотэ-Алиня

| | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 74,7 | 66,8 | 65,1 | 56,3 | 61,1 | 57,1 | 73,6 | 63,2 |
| | 0,1 | 0,5 | 0,8 | 0,9 | 0,5 | 0,9 | 0,1 | 0,6 |
| | 12,8 | 14,5 | 15,5 | 15,5 | 15,0 | 16,4 | 12,5 | 15,7 |
| | 1,1 | 3,6 | 2,7 | 2,9 | 0,3 | 0,8 | 0,2 | 1,3 |
| | 1,3 | 1,5 | 2,7 | 6,5 | 5,3 | 7,6 | 3,2 | 4,0 |
| | 0,2 | 0,8 | 1,2 | 4,5 | 1,9 | 3,6 | 0,3 | 3,0 |
| | 0,6 | 2,3 | 3,0 | 5,9 | 3,4 | 5,3 | 0,9 | 4,3 |
| | 4,6 | 4,4 | 3,9 | 2,8 | 4,1 | 2,7 | 6,0 | 2,9 |
| | 3,9 | 3,1 | 4,1 | 2,6 | 2,9 | 3,5 | 2,5 | 3,3 |

| | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|--|------|------|------|---------|------|---------|------|------|
| | 60,0 | 66,5 | 71,9 | 75,0 | 53,0 | 62,8 | 68,8 | 70,7 |
| | 0,8 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 1,5 | 1,0 | 0,5 | 0,2 |
| | 15,1 | 15,0 | 13,5 | 13,5 | 20,5 | 13,4 | 15,1 | 16,7 |
| | 6,2 | 0,5 | 2,7 | 1,3 | 0,6 | Не обн. | 1,6 | 1,7 |
| | 3,2 | 5,6 | 1,8 | 0,1 | 7,0 | 6,3 | 2,4 | 2,4 |
| | 3,0 | 1,0 | 0,6 | Не обн. | 4,6 | 1,6 | 0,9 | 0,9 |
| | 4,3 | 3,3 | 2,2 | 1,5 | 8,4 | 4,7 | 1,4 | 1,4 |
| | 2,1 | 2,6 | 3,4 | 5,4 | 0,7 | 0,9 | 2,6 | 3,9 |
| | 3,4 | 4,2 | 3,6 | 2,9 | 3,7 | 4,9 | 4,3 | 4,1 |

| | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 |
|--|------|------|------|------|------|------|------|
| | 59,3 | 67,6 | 73,8 | 59,0 | 64,2 | 67,2 | 74,5 |
| | 0,8 | 0,4 | 0,2 | 0,7 | 0,6 | 0,4 | 0,2 |
| | 16,5 | 16,1 | 13,4 | 16,7 | 15,8 | 15,0 | 12,7 |
| | 2,4 | 2,0 | 1,4 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 0,9 |
| | 4,2 | 2,7 | 1,3 | 5,1 | 3,8 | 2,8 | 1,8 |
| | 3,0 | 0,7 | 0,2 | 2,4 | 1,8 | 1,1 | 0,3 |
| | 5,7 | 1,6 | 0,8 | 5,3 | 2,9 | 3,0 | 0,9 |
| | 2,1 | 3,2 | 4,4 | 2,3 | 2,9 | 2,9 | 4,3 |
| | 2,9 | 4,1 | 3,4 | 3,0 | 3,3 | 3,1 | 3,2 |

ский; 20 – гранодиорит, 21 – адамеллит, 22 – гранит. Владимирский: 23 – кварцевый диорит, 24 – гранодиорит, 25 – адамеллит, 26 – гранит. Бринеровская структура: 27 – андезито-базальт, 28 – андезит, 29 – дацит, 30 – риолит, 31 – тоналит, 32 – гранодиорит, 33 – кварцевый монзонит, 34 – жильный гранит, 35 – щелочной гранит (обособление). Дальнегорский комплекс, Солонцовская структура (по Р.В. Короллю и В.А. Сапожникову): 36 – андезито-базальт, 37 – андезит, 38 – дацит, 39 – липарит, 40 – диорит, 41 – гранодиорит, 42 – адамеллит, 43 – гранит, 14–17 – данные А.А. Стрижковой.

Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПТГУ, аналитик Е.П. Комогорова и лаборатории геохимии и минералогии ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитики Т.Г. Ватутина и М.М. Дербаремдикер; 27–35 – по данным рентгено-флуоресцентного анализа, лаборатория физико-химических методов исследования ДВГИ, аналитик А.А. Пятков.

Таблица 2

Химический состав биотитов гранитоидов зоны Западно-Сихотэ-Алинского шва

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 37,40 | 40,94 | 37,44 | 37,80 | 40,24 |
| TiO ₂ | 3,50 | 2,00 | 2,05 | 1,95 | 2,05 |
| Al ₂ O ₃ | 13,63 | 13,50 | 18,65 | 15,31 | 14,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,55 | 4,03 | 4,57 | 7,20 | 7,58 |
| FeO | 14,00 | 13,25 | 13,53 | 12,82 | 10,20 |
| MnO | 0,31 | 0,29 | 0,31 | 0,36 | 0,40 |
| MgO | 11,36 | 11,88 | 11,34 | 11,56 | 11,45 |
| CaO | 1,81 | 3,39 | 1,05 | 2,55 | 3,94 |
| K ₂ O | 7,50 | 6,00 | 7,00 | 6,00 | 5,60 |
| Na ₂ O | 0,30 | 0,47 | 0,55 | 0,50 | 0,60 |
| P ₂ O ₅ | 0,27 | 0,16 | 0,11 | 0,21 | 0,29 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,28 | 0,26 | 0,00 | 0,00 |
| H ₂ O ⁺ | 4,26 | 3,31 | 4,08 | 4,00 | 3,16 |
| F | 0,56 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Σ | 100,45 | 99,55 | 100,93 | 100,48 | 99,93 |
| F ₂ = O | 0,24 | - | - | - | - |
| Σ ₁ | 100,21 | - | - | - | - |

Таблица 2 (окончание)

| Окисел | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|---------|
| SiO ₂ | 38,00 | 37,60 | 38,06 | 38,28 |
| TiO ₂ | 3,68 | 4,04 | 2,10 | 3,85 |
| Al ₂ O ₃ | 15,50 | 16,29 | 16,82 | 13,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,26 | 7,89 | 4,31 | 4,31 |
| FeO | 9,29 | 9,10 | 13,28 | 14,24 |
| MnO | 0,40 | 0,30 | 0,31 | 0,36 |
| MgO | 11,17 | 10,51 | 11,82 | 11,75 |
| CaO | 2,38 | 1,82 | 1,50 | 2,17 |
| K ₂ O | 6,42 | 6,51 | 6,89 | 6,80 |
| Na ₂ O | 0,53 | 0,47 | 0,40 | 0,34 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,19 | 0,13 | 0,45 |
| H ₂ O ⁻ | 0,80 | 1,00 | 0,24 | He опр. |
| H ₂ O ⁺ | 4,34 | 4,35 | 4,29 | " |
| F | 0,66 | 0,27 | 0,00 | " |
| Σ | 100,74 | 100,34 | 100,20 | - |
| F ₂ = O | 0,27 | 0,11 | - | - |
| Σ ₁ | 100,47 | 100,23 | - | - |

Примечание. Синегорский массив: 1-7 - кварцевые монциты, западная часть массива (обр. Л-214, К-54, Л-1360, Л-1362, Л-1361, Л-268, Л-11); 8-9 - порфиридные биотитовые адамеллиты (обр. Л-1371, Л-1373); 10 - кварцевый монцит (обр. Л-441); 11-14 - кварцевые монциты рудных зон (обр. Л-1370-в,

| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------|-------|-------|--------|--------|
| | 38,26 | 37,56 | 38,36 | 36,96 | 37,50 |
| | 2,20 | 2,35 | 2,20 | 2,25 | 3,96 |
| | 17,04 | 17,51 | 16,33 | 17,60 | 14,25 |
| | 4,23 | 4,51 | 3,80 | 5,61 | 3,13 |
| | 13,93 | 13,39 | 13,03 | 13,00 | 15,61 |
| | 0,34 | 0,27 | 0,30 | 0,31 | 0,33 |
| | 11,29 | 12,09 | 11,91 | 11,54 | 11,70 |
| | 1,78 | 0,78 | 2,50 | 1,11 | 0,97 |
| | 6,66 | 6,66 | 6,56 | 7,00 | 8,12 |
| | 0,35 | 0,27 | 0,40 | 0,33 | 0,37 |
| | 0,17 | 0,07 | 0,21 | 0,15 | 0,14 |
| | 0,04 | 0,12 | 0,20 | 0,34 | 0,00 |
| | 3,42 | 4,29 | 3,46 | 3,77 | 3,70 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,56 |
| | 93,78 | 99,95 | 99,42 | 100,04 | 101,34 |
| | - | - | - | - | 0,65 |
| | - | - | - | - | 100,69 |

| | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|--|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 37,55 | 36,65 | 36,58 | 36,37 | 35,67 | 35,58 |
| | 3,75 | 3,94 | 3,68 | 3,55 | 2,57 | 3,91 |
| | 13,47 | 14,30 | 14,95 | 14,05 | 14,60 | 13,59 |
| | 3,41 | 3,38 | 4,48 | 6,79 | 6,44 | 7,29 |
| | 15,39 | 15,17 | 14,57 | 14,00 | 15,46 | 14,85 |
| | 0,32 | 0,39 | 0,26 | 0,21 | 0,16 | 0,18 |
| | 10,87 | 12,03 | 10,95 | 9,71 | 9,93 | 10,78 |
| | 3,26 | 1,04 | 0,77 | 0,99 | 1,15 | 1,31 |
| | 7,05 | 7,72 | 8,78 | 7,23 | 7,75 | 7,57 |
| | 0,30 | 0,32 | 0,39 | 0,28 | 0,35 | 0,32 |
| | 0,32 | 0,24 | 0,45 | 0,20 | 0,16 | 0,20 |
| | 0,20 | 0,25 | 0,46 | 0,55 | 0,51 | 0,75 |
| | 3,86 | 4,03 | 3,14 | 4,07 | 4,49 | 4,28 |
| | 0,30 | 0,50 | 0,18 | 0,38 | 0,61 | 0,51 |
| | 100,05 | 99,96 | 99,60 | 99,74 | 99,85 | 99,76 |
| | 0,13 | 0,21 | 0,08 | 0,16 | 0,26 | 0,21 |
| | 99,92 | 99,75 | 99,52 | 99,58 | 99,59 | 99,55 |

Л-1370-а, Л-1369, Л-234); 15-16 - микродиориты - автоксеногенные включения в кварцевых монцитах (обр. Л-214-1, Л-238). Яковлевский массив: 17-18 - кварцевые монциты (обр. Л-609, Л-614). Кировский массив: 19-20 - кварцевые монциты (обр. Л-657, Л-659).

низмом. Они сохранялись и в раннепермское время, когда формировался комплекс пород удековской, себучарской и ариаднинской свит, представленных терригенными и вулканогенными образованиями. Эти особенности позволили Г.М. Власову (1971) предположить формирование в восточной части зоны в верхнепалеозойское время вулканической дуги, рассматриваемой теперь в качестве Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

Характерная особенность геологического строения зоны Главного антиклинория — широкое развитие габбро-верлитовых, габбро-диабазовых и дунит-гарцбургитовых интрузий (Щека и др., 1973). Этот комплекс пород, отвечающий офиолитовой ассоциации, очевидно, формировался в области сочленения структурных элементов вулканической дуги и краевого (Уссурийского) прогиба. Огромную площадь габброидные породы занимают в пределах Южно-Приморской зоны (Партизанский антиклинорий), где они прорваны нижнепалеозойскими гранитоидами. Сергеевские габброиды имеют тектонические контакты с наиболее древними, силур-девонскими образованиями, представленными песчаниками, филлитами, метафельзитами, кремнистыми породами, амфиболитами и т.д., а на их размытой поверхности, залегают нижнепермские терригенные образования поспеловской свиты. Близкие по физическим свойствам к сергеевским габброидам образования, по крупномасштабным геофизическим исследованиям М.И. Дедова, прослеживаются в разрезе Южно-Приморской зоны вплоть до раздела Мохоровичича. Они служат, по его мнению, комплексом основания (кристаллическим догеосинклинальным фундаментом) терригенных и вулканогенных пород в Партизанском антиклинории и южной части Главного.

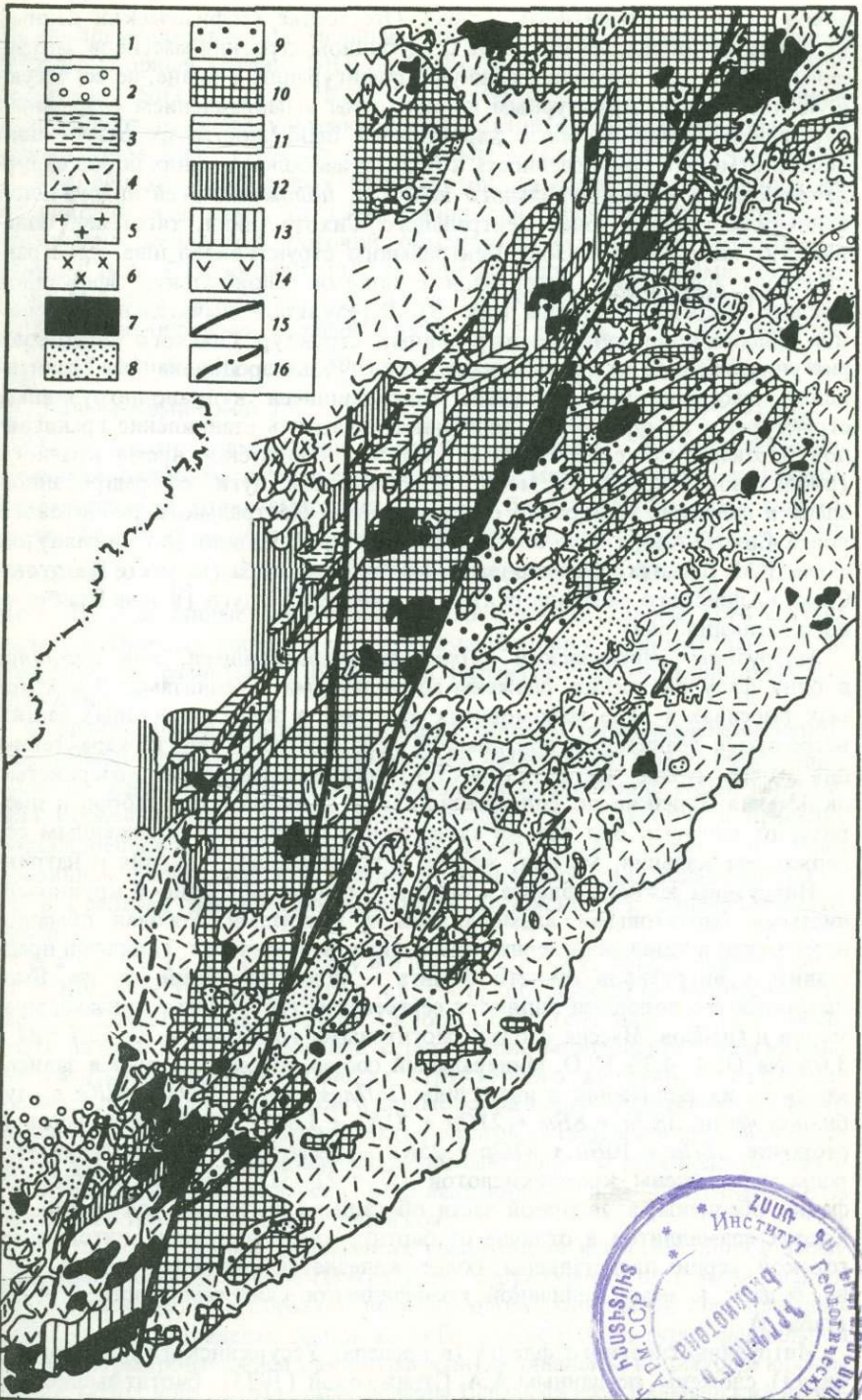
Большое значение для понимания истории геологического развития Сихотэ-Алиня и условий формирования верхнемеловых гранитоидных комплексов имеет открытый С.А. Щекой (устное сообщение) в северной части Главного антиклинория (район среднего течения р. Большой Уссурки) комплекс меймечит-пикритовых пород предположительно юрского возраста. Эти новые данные — свидетельство того, что ко времени становления верхнемеловых интрузий партизанской серии в Главном антиклинории были платформенные условия.

Партизанскую серию в Главном и Партизанском антиклинориях представляют около 10 крупных (с площадью нередко более 200 км²) мас-

Р и с. 3. Схема размещения гранитоидных массивов в зоне Центрального структурного шва (Иванов, 1972)

1 — плиоценовые и четвертичные отложения, 2 — неогеновые андезиты, андезитобазальты и базальты, 3 — третичные континентальные отложения, 4 — позднемеловые-третичные вулканы и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, комагматичные с ними интрузии: 5-7 — верхнемеловые интрузии монзонитоидов (5), гранитоидов и кварцевых монзонитов (6), адамеллиты и граниты (7), 8 — берриасовые и валанжинские отложения, 9 — мезозойские (домеловые) миогеосинклинальные отложения, 10 — верхнепалеозойские и мезозойские (домеловые) эвгеосинклинальные отложения, 11 — мезозойские миогеосинклинальные (меловые) отложения, 12 — пермские миогеосинклинальные отложения, 13 — среднепалеозойские отложения, 14 — домеловые (палеозойские) и мезозойские изверженные породы (габброиды, амфиболиты, ультрабазиты), 15 — Центральный и Меридиональный разломы, 16 — главные линейaments

4372



сивов адалмеллит-гранитного состава. Отсутствие геофизических данных не позволяет определенно судить о глубинном строении массивов. Интрузивы имеют, как правило, сложную конфигурацию в плане, не согласующуюся с общим структурным планом зоны и направлением разрывных нарушений. Среди наиболее характерных особенностей их размещения можно отметить приуроченность к блокам наиболее древних пород силур-девонского и каменноугольного возраста, положение всей интрузивной цепочки восточнее зоны Центрального Сихотэ-Алиня, тяготение большинства интрузивов к зоне Центрального структурного шва, пространственную ассоциацию интрузивов с полями сенон-датских эффузивов кислого и среднего состава (рис. 3). В результате значительной денудации большинство вулкано-интрузивных структур Главного антиклинория уничтожено, а на их месте находятся глубоко эродированные гранитоидные массивы. Тем не менее сохранившиеся вулкано-интрузивные структуры и их фрагменты позволяют связывать становление гранитоидов партизанской серии с развитием в сенон-датское время краевого (риолитового) пояса на месте вулканической дуги, сформированной здесь в палеозое. Синхронно с образованием Центрального риолитового пояса Сихотэ-Алиня и к востоку от него происходило (по упомянутой схеме Г.М. Власова) формирование краевого прогиба (на месте Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория) и вулканической дуги (в зоне Прибрежного антиклинория).

Интрузивы партизанской серии, формировавшиеся, как правило, в одну фазу внедрения, сложены адалмеллитами и гранитами. В некоторых массивах в виде маломощных оторочек в эндоконтактных частях встречаются гранитоиды повышенной основности, но они не характерны для серии. Более часто отмечаются меланократовые мелкозернистые включения, близкие по содержанию SiO_2 к кварцевому габбро и диориту, от которых они все же существенно отличаются пониженным содержанием кальция, магния, железа и повышенным — калия и натрия.

Интрузивы южного фланга сложены в основном средне- и крупнозернистыми биотитовыми адалмеллитами и гранитами. Роговая обманка встречается в единичных зернах как реликтовый минерал. Типичный представитель интрузивов южного фланга — Водопадненский массив. Вмещающими его породами являются сергеевские габброиды с линзами мраморов и гнейсов. Массив сложен биотитовыми гранитами с 70–71% SiO_2 , 3,6% Na_2O , 4–4,3% K_2O . Минеральный состав пород варьирует в зависимости от их положения в интрузиве: 25Пл + 5Бу + 23Ор + 47Кв в глубинной части, 38Пл + 8Бу + 21Ор + 31Кв + 1,8Ме — в эндоконтактной оторочке, 18Пл + 10Бу + 47Ор + 25Кв — в сводовой зоне массива. Породы пересыщены кремнекислотой ($Q = 27\text{--}31$); граниты глубинных фаций обеднены, а сводовой части обогащены щелочами ($a/c = 3,2\text{--}8$). Биотит адалмеллитов в отличие от биотита кварцевых монцитонитов синегорской серии представлены более железистой разновидью ($f^0 = 62$), но близок к нему величиной коэффициента глиноземистости $l = 21$ (табл. 3).

Интрузивы северного фланга (в пределах Уссуркинского поперечного блока) сложены, по данным А.А. Стрижковой (1975), биотит-амфиболо-

выми адамеллитами. Адамеллиты этих массивов – умеренно кислые породы (Горный массив: SiO_2 – 70,9%, K_2O – 4,9%, Na_2O – 3,7%; Белогорский: SiO_2 – 71,4%, K_2O – 4,2%, Na_2O – 3,8%). Обычно с ними ассоциируют разновидности ультракислых гранитов с относительно высоким содержанием SiO_2 (76%) и повышенным – калия (K_2O = 4,3–5,1%).

Для биотит-амфиболовых адамеллитов северной части Главного антиклинория в отличие от гранитоидов синегорской серии характерна ассоциация железистой роговой обманки и железистого биотита. По данным А.А. Стрижковой (1975), железистость и глиноземистость существующих железо-магнезиальных силикатов характеризуются следующими величинами: Горный массив $f_{\text{Po}}^0 = 69$, $l_{\text{Po}} = 12$, $f_{\text{Бу}}^0 = 68$ –72, $l_{\text{Бу}} = 17$ –18; Белогорский $f_{\text{Бу}}^0 = 68$, $l_{\text{Po}} = 12$, $f_{\text{Бу}}^0 = 71$ –79, $l_{\text{Бу}} = 16$ –19, Дальне-Арминский $f_{\text{Po}}^0 = 65$ –69, $l_{\text{Po}} = 12$ –16, $f_{\text{Бу}}^0 = 70$ –75, $l_{\text{Бу}} = 19$ –21. Биотит адамеллитов и гранитов, в которых он является единственным железо-магнезиальным силикатом, мало отличается величиной железистости и глиноземистости от слюд биотит-амфиболовых адамеллитов. Так, в адамеллитах Водопадненского массива $f_{\text{Бу}}^0 = 62$, $l_{\text{Бу}} = 18$, Лазовского $f_{\text{Бу}}^0 = 69$, $l_{\text{Бу}} = 19$, Беневского – $f_{\text{Бу}}^0 = 83$, $l_{\text{Бу}} = 22$ (см. табл. 3). Эти данные свидетельствуют о близости химического состава железо-магниевого минералов биотит-амфиболовых и биотитовых фаций гранитоидов, развитых в Главном и Партизанском антиклинориях Сихотэ-Алиня.

С гранитоидами партизанской серии связаны многочисленные непромышленные оловянные и вольфрамовые проявления. Кварцево-вольфрамитовые жилы и шеелитоносные зоны, представляющие собой в основном корневые части эродированных рудных тел, известны в пределах Водопадненского и Дальне-Арминского интрузивов. Непромышленные оловянные проявления кварцевого и силикатного типа обнаружены также в пределах Верхне-Какшаровского, Лазовского и Беневского массивов.

Бачелазская интрузивная серия, выделенная к северу от р. Большой Усурки (Изох и др., 1967), объединяет интрузивные комплексы Главного синклинория Сихотэ-Алиня (см. рис. 1). Приуроченность интрузивных образований серии к зоне мезозойского прогиба является главной особенностью их структурного положения. В отличие от синегорской, партизанской и приморской серий, формирование которых происходило в результате тектонической активизации древних складчатых структур, становлению интрузий бачелазского типа непосредственно предшествовала инверсия и складкообразование Восточно-Сихотэ-Алинского геосинклинального прогиба.

Крупные интрузивы бачелазских гранитоидов известны лишь в западной, примыкающей к зоне Центрального структурного шва, части Главного синклинория. Они образуют несколько пространственно обособленных комплексов. В пределах южной части Переходной структурно-фациальной зоны, сформировавшейся как интрагеоантиклинальное поднятие в юрское время (Изох и др., 1967), расположены Бачелазский и Дальненский комп-

Таблица 3

Химический состав биотитов адалмеллитов и гранитов Южно-Приморской зоны

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 35,35 | 34,40 | 34,45 | 36,40 | 34,40 | 35,26 | 35,05 | 34,91 | 37,35 | 34,42 | 35,03 | 35,51 |
| TiO ₂ | 3,06 | 3,31 | 3,91 | 3,12 | 3,28 | 3,44 | 3,25 | 2,86 | 2,36 | 4,58 | 4,77 | 3,00 |
| Al ₂ O ₃ | 14,23 | 13,94 | 15,82 | 16,37 | 16,06 | 15,18 | 14,55 | 13,99 | 17,09 | 14,15 | 13,40 | 14,89 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,61 | 11,11 | 6,76 | 8,34 | 6,37 | 5,58 | 7,48 | 2,39 | 0,00 | 4,82 | 4,20 | 4,44 |
| FeO | 17,21 | 14,52 | 17,10 | 14,11 | 16,01 | 17,53 | 17,61 | 25,32 | 28,15 | 21,80 | 23,13 | 23,23 |
| MnO | 0,78 | 0,83 | 0,85 | 0,60 | 0,60 | 0,81 | 0,82 | 0,65 | 0,18 | 0,32 | 0,40 | 0,18 |
| MgO | 6,76 | 8,85 | 7,59 | 7,52 | 7,62 | 7,21 | 8,13 | 4,13 | 1,25 | 7,00 | 6,57 | 3,48 |
| CaO | 2,22 | 1,04 | 1,53 | 0,49 | 0,56 | 2,77 | 1,39 | 0,83 | 0,00 | 1,23 | 0,12 | 0,49 |
| K ₂ O | 5,91 | 7,27 | 6,60 | 5,42 | 6,76 | 6,57 | 6,60 | 7,60 | 7,96 | 6,84 | 7,18 | 8,46 |
| Na ₂ O | 0,40 | 0,20 | 0,20 | 0,32 | 0,60 | 0,32 | 0,26 | 0,27 | 0,42 | 0,26 | 0,35 | 0,11 |
| P ₂ O ₅ | 0,27 | 0,26 | 0,28 | 0,14 | 0,32 | 0,26 | 0,22 | 0,18 | 0,05 | 0,24 | 0,10 | 0,11 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,30 | 0,90 | 0,69 | 0,00 | 0,29 | 0,20 | 0,26 | 0,00 | 0,32 |
| H ₂ O ⁺ | 4,46 | 3,93 | 4,89 | 6,73 | 6,64 | 4,60 | 4,16 | 5,09 | 3,54 | 3,89 | 3,87 | 3,39 |
| F | 0,76 | 0,60 | 0,66 | 0,66 | 0,15 | 0,38 | 0,74 | 1,59 | 2,37 | 1,18 | 0,84 | 3,83 |
| Σ | 100,03 | 100,26 | 99,92 | 100,27 | 100,27 | 100,60 | 100,26 | 100,10 | 100,92 | 99,99 | 99,96 | 101,44 |
| F ₂ = O | 0,32 | 0,25 | 0,28 | 0,17 | 0,06 | 0,16 | 0,31 | 0,67 | 1,00 | 0,49 | 0,35 | 1,61 |
| Σ ₁ | 99,71 | 100,01 | 99,64 | 100,10 | 100,21 | 100,44 | 99,95 | 99,43 | 99,92 | 99,50 | 99,61 | 99,83 |

Таблица 3 (окончание)

| Окисел | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 34,99 | 34,54 | 34,69 | 32,69 | 35,46 | 33,54 | 35,24 | 36,37 | 36,28 | 36,07 | 36,98 |
| TiO ₂ | 3,14 | 3,45 | 2,24 | 3,69 | 2,20 | 3,24 | 1,93 | 2,70 | 3,77 | 4,17 | 5,12 |
| Al ₂ O ₃ | 14,27 | 13,31 | 17,05 | 14,35 | 16,28 | 15,07 | 20,78 | 15,81 | 14,48 | 14,62 | 13,85 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,01 | 5,59 | 2,97 | 7,28 | 5,05 | 4,06 | 0,23 | 2,44 | 4,71 | 4,90 | 5,43 |
| FeO | 24,49 | 25,14 | 24,28 | 23,24 | 22,52 | 25,71 | 22,73 | 24,97 | 16,44 | 16,40 | 14,83 |
| MnO | 0,31 | 0,48 | 0,24 | 0,53 | 0,42 | 0,36 | 0,59 | 0,94 | 0,32 | 0,32 | 0,18 |
| MgO | 3,45 | 3,40 | 2,28 | 4,99 | 2,44 | 3,69 | 3,72 | 2,46 | 11,03 | 10,72 | 10,76 |
| CaO | 0,63 | 0,81 | 0,70 | 1,71 | 1,51 | 0,66 | 0,13 | 0,11 | 1,08 | 1,33 | 0,67 |
| K ₂ O | 8,29 | 7,81 | 8,20 | 5,01 | 8,15 | 6,95 | 8,58 | 7,87 | 7,71 | 7,50 | 7,98 |
| Na ₂ O | 0,17 | 0,12 | 0,09 | 0,12 | 0,17 | 0,10 | 0,41 | 0,31 | 0,16 | 0,26 | 0,34 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,22 | 0,23 | 0,37 | 0,18 | 0,26 | 0,31 | 0,16 | 0,44 | 0,42 | 0,12 |
| H ₂ O ⁻ | 0,49 | 0,45 | 0,72 | 0,21 | 0,37 | 0,24 | 0,14 | 0,12 | 0,00 | 0,19 | 0,00 |
| H ₂ O ⁺ | 2,98 | 3,53 | 4,30 | 4,93 | 4,11 | 5,54 | 4,00 | 3,85 | 3,64 | 2,62 | 2,87 |
| F | 2,77 | 1,19 | 3,00 | 0,66 | 2,45 | 0,40 | 1,30 | 1,79 | 0,35 | 0,00 | 0,44 |
| Σ | 101,24 | 100,04 | 101,22 | 99,78 | 101,32 | 99,73 | 100,09 | 100,54 | 100,42 | 99,52 | 99,57 |
| F ₂ = O | 1,17 | 0,50 | 1,26 | 0,28 | 1,03 | 0,17 | 0,55 | 0,71 | 0,15 | | 0,18 |
| Σ ₁ | 100,07 | 99,54 | 99,98 | 99,50 | 100,29 | 99,56 | 99,54 | 99,83 | 100,27 | | 99,39 |

Примечание. Водопадненский массив: 1 — адалмеллит, эндоконтактовая зона (обр. Л-1234); 2 — адалмеллит, центральная часть массива (обр. Л-393); 3—6 — адалмеллиты, вблизи рудной зоны с шеелитом (обр. Л-210, Л-8, Л-5, Л-3); 7 — кварцевые диориты — включение в адалмеллите (обр. Л-393-1). Светлинский массив: 8—9 — биотитовый гранит (обр. Л-45, Л-47). Лазовский массив: 10—11 — биотит-роговообманковый порфировидный адалмеллит (обр. Л-2367, Л-2369). Бенеvский массив: 12—13 — гранит-порфир (обр. Л-2377, Л-2407); 14 — порфи-

ровидный мелкозернистый гранит (обр. Л-2376); 15—17 — гранит-аплит из эндоконтактовой зоны (обр. Л-2408, Л-2400, Л-2409); 18 — крупнозернистый биотитовый гранит (обр. Л-2405). Успенский массив: 19—20 — двуслюдяной гранит (обр. Л-747, Л-750). Ливадийский массив: 21 — кварцевый монзонит (обр. Л-717); 22 — кварцевое габбро — включение (обр. Л-724); 23 — нордмаркит (обр. Л-711). Аналитики: Е.А. Лаговская, С.П. Славкина (ДВГИ, лаборатория геохимии и минералогии).

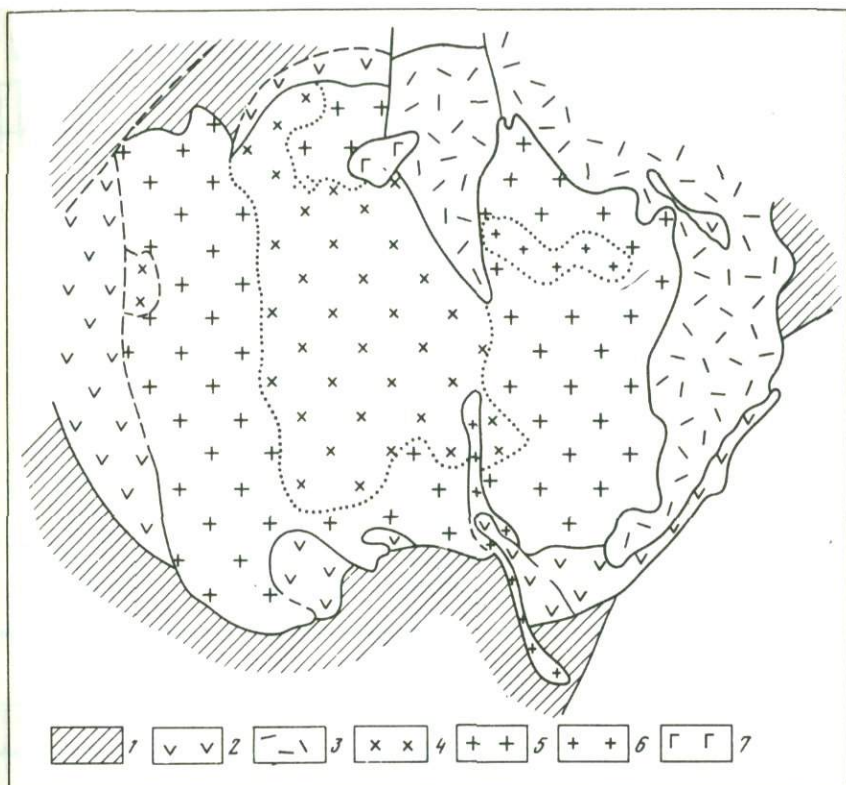
лексы. Южнее, на продолжении этой зоны, размещены интрузии Арминского комплекса (Стрижкова, 1975). Общим для структурного положения этих образований является размещение вблизи Центрального структурного шва. Вместе с тем в их структурном положении имеются отличия, которые, возможно, и определяют их минеральные, геохимические и металлогенетические особенности.

Интрузивы Дальненского комплекса локализованы среди верхнепалеозойских и мезозойских (домеловых) эвгеосинклинальных образований. В пределах Арминского блока, ограниченного с севера Тигринским, а с востока — Колумбинским разломами, развиты в основном барриасовые и валанжинские отложения (см. рис. 3). Неоднородное строение зоны обусловлено чередованием поднятых и опущенных блоков. Это подтверждает, на наш взгляд, предположение Г.М. Власова (1971) о существовании в сеномане, туроне и раннем сеноне на месте Переходной зоны поднятия вулканических островов. Таким образом, формирование интрузивов Бачелазского, Дальненского и Арминского комплексов тесно связано с проявлением андезитового вулканизма в зоне геоантиклинального поднятия, отделявшего в раннемеловое время Западно-Сихотэ-Алинский и Бикинский прогибы от Восточно-Сихотэ-Алинского.

Геологические наблюдения подтверждают гипабиссальный характер формирования интрузивов бачелазского типа, их тесную связь с вулканами среднего и кислого состава (Изох и др., 1967). Особенно отчетливо эта связь проявлена в интрузивах Веретено, Полукольцо, Сихотэ, представляющих сложные вулкано-интрузивные постройки, в пределах которых наряду с гранитоидами сохранились крупные блоки эффузивных пород среднего и кислого состава (рис. 4). Эти структуры имеют изометричную форму и круглые контакты; к ним приурочены аномалии повышенной магнитной восприимчивости (Бурьянова и др., 1970). В строении некоторых интрузивов хорошо выражены элементы кольцевой структуры — ядро массива, сложенное гранитоидами повышенной основности, обрамлено по периферии оторочкой биотитовых гранитов, внедрившихся по кольцевому разлому в полость оседания.

Интрузивы Дальненского и Арминского комплексов представлены структурами, отвечающими образованиям типа кальдеро-плутонов (Баддингтон, 1963; Изох и др., 1967; Кузнецов, 1964). Их вулкано-интрузивные постройки уничтожены эрозией, вскрывающей глубокие области этих структур, и лишь в некоторых случаях по периферии гранитоидных массивов (Дальненский комплекс) сохраняются блоки андезитов и липаритов. Тем не менее фациальный набор пород, их петрохимические особенности и ряд других признаков позволяют отождествлять интрузивы этих комплексов с вулкано-интрузивными образованиями собственно Бачелазского комплекса.

Характерная особенность интрузивов бачелазского типа — большой удельный вес гранитоидов повышенной основности. Преобладают кварцевые монцониты, близкие по составу к гранодиоритам, но отличающиеся повышенным содержанием калия (см. табл. 1). Это обстоятельство, а также наличие в породах монцонитоидных структур, позволило Э.П. Изоху (1967) назвать их "монцогранодиоритами". По среднему содержанию



Р и с. 4. Схема геологического строения структуры горы Аник (по Ю.В. Барвинку и Ю.М. Годунову)

1 – вмещающие осадочные отложения, 2 – андезиты; 3 – кислые вулканиты, 4 – гранодиориты, 5 – граниты крупнозернистые, 6 – гранит-аплиты

SiO_2 (63–65%), K_2O (от 2,9 до 4,1%) и Na_2O (2,9–3,6) эти породы мало отличаются от кварцевых монцонитов синегорской серии (см. табл. 1).

Породы серии обычно представлены кварцевыми диоритами и ортоклазовыми габбро, кварцевыми монцонитами, адамеллитами, биотитовыми гранитами, гранит-порфирами и аляскитами. В ряде случаев с меланократовыми членами серии ассоциируют пироксениты (Недашковский и др., 1971), представляющие образования, аккумулируемые в ходе дифференциации исходных расплавов. Диориты и ортоклазовые габбро слагают небольшие штокообразные тела, возраст внедрения которых близок времени формирования интрузивных пород главной фазы (Стрижкова, 1975). Кварцевыми монцонитами, отвечающими главной интрузивной фазе, сложены тела площадью до 100 км^2 . Их состав меняется от кварцевых диоритов в эндоконтактных зонах интрузива до адамеллитов в апикальной части. Весьма примечательно постоянное присутствие в кварцевых монцонитах ранних и конечных продуктов дифференциации расплавов — меланократовых, обогащенных железом, магнием и кальцием,

Таблица 4

Химический состав биотитов гранитоидов Главного синклиория Сихотэ-Алиня

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 35,00 | 36,34 | 35,20 | 35,53 | 37,19 | 36,65 | 36,10 | 35,90 | 34,70 |
| TiO ₂ | 2,94 | 2,83 | 4,22 | 4,24 | 5,06 | 3,56 | 3,50 | 2,58 | 3,69 |
| Al ₂ O ₃ | 17,15 | 17,70 | 14,28 | 14,42 | 13,79 | 13,95 | 15,21 | 16,36 | 14,97 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,23 | 0,00 | 6,32 | 2,19 | 1,64 | 5,01 | 3,06 | 6,16 | 6,14 |
| FeO | 15,18 | 17,15 | 15,58 | 18,98 | 14,59 | 17,33 | 17,62 | 13,91 | 17,75 |
| MnO | 0,44 | 0,42 | 0,16 | 0,32 | 0,28 | 0,38 | 0,32 | 0,47 | 0,39 |
| MgO | 10,75 | 10,77 | 10,35 | 9,60 | 13,09 | 9,48 | 10,47 | 11,18 | 9,58 |
| CaO | 1,46 | 0,83 | 1,16 | 1,06 | 0,66 | 1,53 | 1,18 | 0,49 | 0,83 |
| K ₂ O | 6,50 | 8,66 | 8,63 | 8,30 | 8,69 | 7,50 | 7,61 | 7,72 | 7,25 |
| Na ₂ O | 0,20 | 0,12 | 0,56 | 0,52 | 0,68 | 0,27 | 0,22 | 0,32 | 0,22 |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | 0,33 | 0,50 | 0,47 | 0,26 | 0,19 | 0,16 | 0,14 | 0,15 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,05 | 0,18 | 0,15 | 0,10 | 0,50 | 0,40 |
| H ₂ O ⁺ | 4,27 | 3,95 | 3,84 | 3,98 | 4,42 | 4,02 | 4,50 | 3,77 | 3,28 |
| F | 0,76 | 0,35 | 0,36 | 0,53 | 0,28 | 0,34 | 0,30 | 0,37 | 0,50 |
| Σ | 100,06 | 99,62 | 100,37 | 99,71 | 100,02 | 100,36 | 100,35 | 99,87 | 99,85 |
| F ₂ = O | 0,32 | 0,15 | 0,15 | 0,22 | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,15 | 0,21 |
| Σ ₁ | 99,74 | 99,47 | 100,29 | 99,49 | 99,90 | 100,22 | 100,22 | 99,72 | 99,64 |

Таблица 4 (окончание)

| Окисел | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 36,24 | 34,99 | 34,61 | 35,80 | 36,72 | 35,59 | 34,92 | 34,92 | 86,33 |
| TiO ₂ | 3,84 | 3,61 | 3,08 | 5,14 | 5,48 | 5,80 | 4,32 | 4,47 | 4,12 |
| Al ₂ O ₃ | 13,98 | 14,76 | 14,83 | 14,64 | 14,38 | 13,59 | 16,63 | 14,89 | 13,38 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,72 | 0,00 | 2,09 | 2,39 | 3,81 | 0,74 | 4,12 | 0,38 | 3,52 |
| FeO | 20,00 | 25,20 | 26,83 | 17,77 | 15,85 | 21,10 | 17,49 | 21,36 | 16,67 |
| MnO | 0,32 | 0,51 | 0,99 | 0,45 | 0,31 | 0,22 | 0,85 | 0,44 | 0,24 |
| MgO | 9,29 | 6,46 | 3,26 | 10,52 | 10,40 | 9,74 | 8,68 | 9,34 | 12,64 |
| CaO | 0,78 | 0,77 | 0,36 | 1,20 | 0,77 | 0,33 | 1,38 | 0,80 | 0,44 |
| K ₂ O | 7,45 | 7,15 | 6,65 | 7,26 | 8,35 | 7,51 | 7,01 | 7,44 | 7,86 |
| Na ₂ O | 0,40 | 0,30 | 0,34 | 0,42 | 0,51 | 0,45 | 0,31 | 0,33 | 0,21 |
| P ₂ O ₅ | 0,15 | 0,13 | 0,13 | 0,16 | 0,16 | 0,08 | 0,64 | 0,20 | 0,13 |
| H ₂ O ⁻ | 0,59 | 0,25 | 0,78 | 0,00 | 0,00 | 0,21 | 0,06 | 0,00 | 0,00 |
| H ₂ O ⁺ | 5,06 | 5,15 | 5,05 | 4,04 | 2,63 | 3,81 | 3,90 | 4,77 | 3,96 |
| F | 1,09 | 0,59 | 1,00 | 0,13 | 0,42 | 0,24 | 0,31 | 0,55 | 0,54 |
| Σ | 100,86 | 99,87 | 100,0 | 99,92 | 99,79 | 99,71 | 100,62 | 99,89 | 100,04 |
| F ₂ = O | 0,46 | 0,25 | 0,42 | 0,05 | 0,18 | 0,10 | 0,13 | 0,23 | 0,23 |
| Σ ₁ | 100,40 | 99,62 | 99,58 | 99,87 | 99,61 | 99,61 | 100,49 | 99,66 | 99,81 |

Примечание. Известково-щелочная ассоциация, шток Восточный: 1 и 2 адмеллит биотитовый, скв. 250 (обр. 279, Л-282). Дальненский массив: 3 – кварцевый монзонит, эндоконтактовая зона (обр. Л-289), 4–6 – кварцевый монзонит апикальной части массива (обр. Л-296, Л-297, Л-365), 7 – кварцевый монзонит, эндоконтактовая зона (Л-353), 8 – гранитизированный эндоконтактовый роговик (Л-266), 9 – микродиорит, включение (обр. Л-365-1), 10 – шпировый ка-

лиевый гранит (Л-365-5), 11–12 – биотитовый гранит, шток кл. Лагерного (обр. Л-338, Л-349-1). Щелочно-известковая ассоциация, Березовский массив: 13–15 – граносиенит (обр. Л-702), Л-1197, Л-1201). Шумненский массив: 16–17 – граносиенит биотит-роговообманковый, эндоконтактовая зона (обр. Л-1207, Л-1209). Арабатский массив: 18 – монзонит (обр. Л-2228).

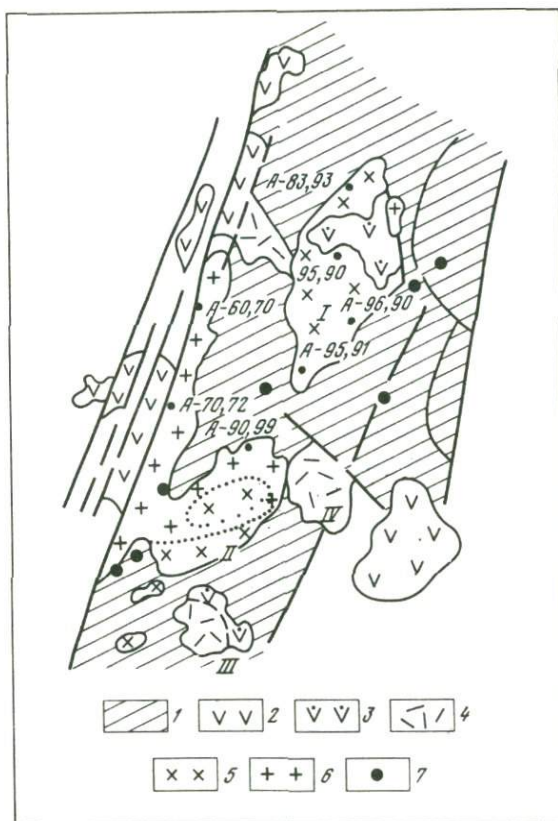
автоксеногенных включений и шпировых микроклиновых гранитов. В результате этого процесса независимо от соотношения в расплавах оснований происходит формирование на ранних этапах "натровых" пород и все большее накопление калия на последующих стадиях процесса магматической дифференциации.

Минеральный состав пород как разных интрузивных тел, так и различных комплексов изменяется в широких пределах. Так, состав кварцевых монцонитов Дальненского массива — $44 \text{ Пл} + 3 \text{ РО}^{10}_{45} + 8 \text{ Би}^{54}_{20} + 23 \text{ Ор} + 19 \text{ Кв}$, а средний минеральный состав тех же фациальных разновидностей пород Арминского комплекса — $49 \text{ Пл} + 7 \text{ РО}^{10}_{43} + 11 \text{ Би}^{19}_{48} + 21 \text{ Кв}$.

Генетическая близость пород бачелазской серии отчетливо проявлена химическим составом железо-магнезиальных алюмосиликатов (табл. 4). Средние величины коэффициентов глиноземистости и железистости биотитов и роговых обманок кварцевых монцонитов Дальненского массива составляют — $f^0_{\text{РО}} = 45$, $l_{\text{РО}} = 10$, $f^0_{\text{Би}} = 54$, $l_{\text{Би}} = 20$. Значения этих коэффициентов для минералов главных интрузивных фаций Арминского комплекса, по данным Стрижковой (1975), следующие; гранодиориты Приискового массива — $f^0_{\text{РО}} = 40$, $l_{\text{РО}} = 10$, $f^0_{\text{Би}} = 45$, $l_{\text{Би}} = 20$; кварцевые монцониты Нижне-Арминского массива — $f^0_{\text{РО}} = 43$, $l_{\text{РО}} = 10$, $f^0_{\text{Би}} = 51$, $l_{\text{Би}} = 19$; диориты ключа Ловлягина — $f^0_{\text{РО}} = 44$, $l_{\text{РО}} = 22$. Хорошая сопоставимость этих величин свидетельствует о сходстве условий кристаллизации (температура, режим кислотности-щелочности, состав родоначальных расплавов) железо-магнезиальных парагенезисов названных массивов. Интересно отметить, что эти признаки сближают также породы бачелазской и синегорской серий.

Несколько отличны от рассмотренных образований бачелазской серии интрузивные комплексы (Березовский, Арагатский, Фурмановский), расположенные в южной части Главного синклиория, в области выклинивания при сочленении со структурами Главного, Партизанского и Прибрежного антиклинориев. По своему характеру эти комплексы относятся к типу вулкано-интрузивных образований. Подобно Дальненскому и Арминскому, Березовский, Арагатский и Фурмановский комплексы размещены в зоне Центрального структурного шва (рис. 5). Высокая щелочность и нарастающая в процессе дифференциации калиево-щелочность — характерные особенности этих образований.

Березовский и Арагатский массивы (площадью до 100 км^2 каждый) имеют овальную форму. Их пространственное положение и взаимоотношения остаются неясными из-за плохой обнаженности. Некоторые геологические наблюдения указывают на фациальные переходы, связывающие эту гамму пород — от габбро, диоритов и монцонитов до сиенитов и граносиенитов. Наибольшее распространение имеют сиениты, состоящие из плагиоклаза (50–30%), ортоклаза (30–50%), моноклинового и ромбического пироксена (3–5%), биотита (до 10%) и кварца (до 5%). В Арагатском массиве шире представлены биотит-роговообманковые и существенно роговообманковые разности пород. Для приконтактовых зон характерно развитие пироксен-роговообманковых габбро, диоритов и монцонитов. Таким образом, Березовский и Арагатский массивы, сложенные порода-



Р и с. 5. Схема размещения Берзовского (I) и Араратского (II) вулcano-интрузивных комплексов

1 – мезозойские осадочные образования, 2 – андезиты, 3 – трахиандезиты и трахибазальты, 4 – кислые вулканиты, 5 – монзониты, 6 – граносиениты, граниты, биотит-роговообманковые адамеллиты, 7 – место отбора пробы на абсолютный возраст, III – Клюквинская структура; IV – структура пади Широкой

ми ряда габбро-монзонит-сиенит представляют, подобно Улунгинскому интрузиву (Изох и др., 1967), более калиевый вариант бачелазской серии Переходной зоны Сихотэ-Алиня. Это находит выражение и в характерных для пород массивов минеральных парагенезисах ($Pr + Or + Pl + Bu$), и в масштабности проявления щелочно-гранитного магматизма, и в тесной ассоциации эффузивных и интрузивных пород повышенной щелочности. Так, в Берзовской структуре трахиандезиты и трахидациты залегают в кровле интрузива, а дайки плагиотрахитов прорывают, по данным В.М. Гуревича (1968), диориты, т.е. наблюдается картина тесной временной сопряженности эффузивных и интрузивных фаций.

С востока и юга к Араратскому массиву как сателлитные постройки примыкают Клюквинская вулcano-тектоническая структура и структура пади Широкой. Они сложены липаритами и дацитами, а в основании южной

Таблица 5

Химический состав верхнемеловых-палеогеновых пород щелочно-кальциевой серии Сихотэ-Алиня

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 57,0 | 62,5 | 67,0 | 49,2 | 53,4 | 57,8 | 59,7 | 64,9 | 70,0 |
| TiO ₂ | 0,8 | 0,7 | 0,5 | 1,0 | 0,9 | 0,7 | 0,8 | 0,6 | 0,2 |
| Al ₂ O ₃ | 15,8 | 16,8 | 15,4 | 17,0 | 16,6 | 17,7 | 16,3 | 15,8 | 14,5 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,1 | 0,7 | 2,4 | 1,6 | 3,0 | 0,7 | 2,2 | 1,6 | 1,4 |
| FeO | 6,2 | 4,6 | 2,7 | 8,7 | 7,1 | 5,7 | 5,0 | 3,4 | 1,4 |
| MgO | 4,3 | 1,5 | 1,1 | 7,0 | 3,4 | 3,3 | 2,6 | 1,8 | 0,4 |
| CaO | 6,3 | 3,3 | 1,8 | 9,4 | 8,9 | 4,7 | 3,8 | 2,5 | 1,2 |
| K ₂ O | 3,0 | 4,6 | 6,2 | 1,1 | 2,1 | 4,4 | 5,1 | 5,7 | 5,5 |
| Na ₂ O | 2,5 | 3,5 | 1,8 | 2,5 | 2,6 | 3,0 | 3,3 | 3,0 | 3,3 |

Таблица 5 (окончание)

| Оксид | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 55,4 | 58,9 | 53,4 | 68,4 | 70,5 | 54,5 | 62,9 | 50,2 | 64,7 |
| TiO ₂ | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,2 | 0,2 | 0,8 | 0,8 | 1,5 | 0,6 |
| Al ₂ O ₃ | 15,9 | 16,2 | 16,4 | 14,4 | 14,0 | 16,9 | 15,8 | 17,3 | 16,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,2 | 4,9 | 5,4 | 3,3 | 1,7 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 0,8 |
| FeO | 1,4 | 2,6 | 2,0 | 0,9 | 2,2 | 5,5 | 3,7 | 8,5 | 3,7 |
| MgO | 3,1 | 4,0 | 4,8 | 0,9 | 1,0 | 4,5 | 2,1 | 5,1 | 1,8 |
| CaO | 4,9 | 3,7 | 3,7 | 1,1 | 1,3 | 5,5 | 2,4 | 6,8 | 2,9 |
| K ₂ O | 3,0 | 1,3 | 2,9 | 3,9 | 3,8 | 3,4 | 4,4 | 2,2 | 4,2 |
| Na ₂ O | 3,7 | 5,6 | 5,5 | 3,3 | 2,3 | 2,1 | 4,3 | 3,6 | 3,6 |

Примечание. Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Березовский вулканогенно-интрузивный комплекс: 1 – трахиандезит, 2 – кварцевый латит, 3 – трахидацит, 4 – габбро, 5 – монзонит, 6 – сиенит, 7 – щелочно-земельный сиенит, 8 – кварцевый монзонит, 9 – граносиенит. Араратский вулканогенно-интрузивный комплекс: 10 – трахиандезито-базальт, 11 – трахиандезит, 12 – роговообманковый сиенит (включения в трахиандезите), 13 – дацит, 14 – липарит, 15 – моцонит, 16 – сиенит (сегрегационные обособления в монзоните). Фурмановский комплекс: 17 – оливин-ортоклазовое габбро, 18 – монзонит.

из этих структур (см. рис. 5) залегают трахибазальты и трахиандезиты. Петрохимическое сходство этих пород, их специфически щелочной характер (табл. 5), а также наличие в вулканитах ксенолитов роговообманковых сиенитов позволяют расценивать эти эффузивные образования как комагматы интрузивных пород Араратского массива.

Интрузивные образования субщелочных пород (оливин-ортоклазовые габбро, монзониты, сиениты) известны и в других частях Главного синклинория – в пределах Фурмановского (гора Острая) и Дальнегорского (пос. Краснореченск) блоков, вблизи месторождения Тернистого и т.д. На севере Приморья представителем этих образований является Улунгинс-

кий массив (Изох и др., 1967). Интрузивы монцонит-сиенитового состава и покровы их эффузивных комагматов, в отличие от Арминского и Дальненского комплексов, приуроченных к интродеоантиклинальным блокам Главного синклиория, развиты в зоне Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба. Они локализуются среди нижнемеловых терригенных толщ или на стыке сложенных этими породами блоков с блоками более древних (верхнетриасовыми и юрскими) образований. Таким образом, область развития пород трахиандезит-монцонит-сиенитовой ассоциации ограничивается областью развития миогеосинклинальных нижнемеловых отложений, т.е. зоной "валанжинского трога" (Иванов, 1970). Вулкано-интрузивные структуры этого типа расположены в стороне от осевой части трога — в области сочленения его краевых частей с зонами относительно ранней стабилизации.

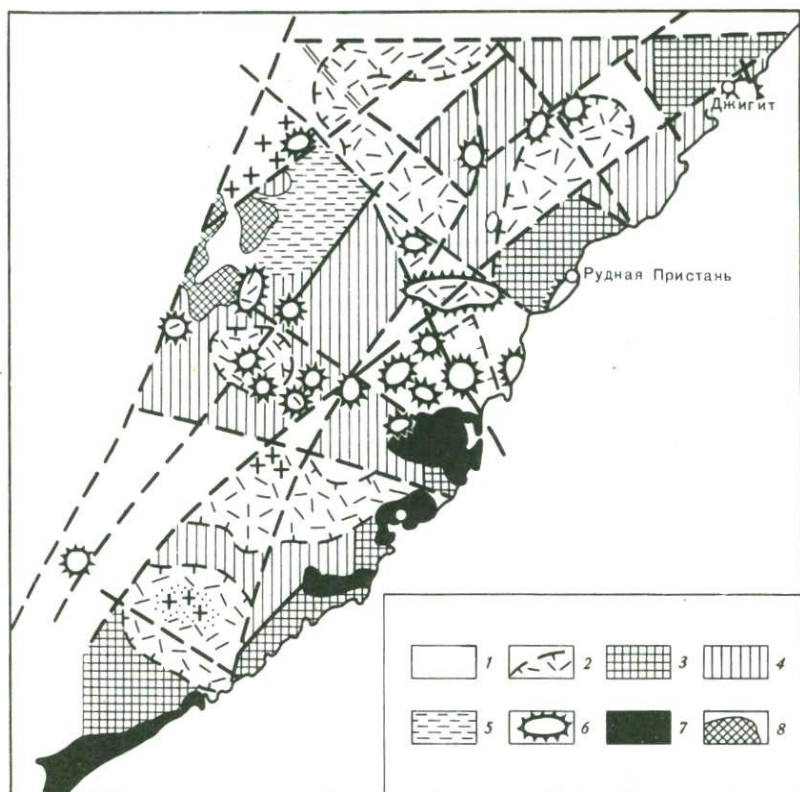
Приморская интрузивная серия объединяет крупные (иногда площадью до 300 км²) гранитоидные интрузии Прибрежного антиклинория. Цепочка верхнемеловых-палеогеновых интрузий, имеющих в плане штокообразную, линзообразную и сложную формы, вытянута в северо-восточном направлении в соответствии с простираем Берегового разлома, который, очевидно, разграничивает структуры Прибрежного антиклинального поднятия и Япономорской впадины. Область распространения приморских гранитоидов соответствует положению верхнемелового-палеогенового риолитового пояса.

Контуры крупных интрузивов (Успенский, Валентиновский, Ольгинский, Владимирский, Бринеровский, Опричникский и др.) как бы срезаны береговой линией. Массивы глубоко эродированы. Некоторые из них, по геологическим и геофизическим данным, представляют собой пластины с падением на восток.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс — область наиболее интенсивного проявления гранитоидного магматизма. Общая площадь, занятая интрузивными породами, достигает 5300 км². Вмещающие интрузивы образования разнообразны по составу и происхождению. Большая часть интрузивов залегает среди сенон-датских эффузивов кислого и среднего состава. На южном участке пояса гранитоидные тела размещаются преимущественно среди силур-девонских и карбон-нижнепермских терригенно-вулканогенных образований. В обоих случаях размещение интрузивов контролируется положением блоков скрытого поднятия фундамента (рис. 6).

Становлению палеогеновых приморских гранитоидов предшествовало формирование сенонских порфиринов и кварцевых порфиринов ольгинской толщи (K₂-Pg), внедрение мелких интрузий габбро, диоритов и монцонитов, после чего происходило излияние андезитов и дацитов (Шипулин, 1957). В эоцене после формирования массивов приморских гранитоидов внедрялись ультракислые граниты и гранит-порфиры.

Типичные представители ультракислых гранитов — интрузии гор Сестра, Дед и Фасольной в зоне сочленения Прибрежного ангклинального поднятия с Главным синклиорием. Эти структуры, приуроченные к зонам широтных и субширотных нарушений, хорошо проявлены в зоне Главного синклиория. Штоки гранит-порфиринов, сиенит-порфиринов и гранодиорит-



Р и с. 6. Схема блокового строения восточной части Приморья

1 – образования верхнего структурного этажа, послегеосинклинальные осадочные и вулканогенные комплексы, 2 – вулканогенные прогибы и впадины, 3–4 – скрытые поднятия фундамента (3 – кровля расположена на глубине до 2 км, 4 – до 4 км), 5 – блоки относительного опускания фундамента с расположением кровли на глубине 4–8 км, 6 – вулканические постройки, 7 – интрузии приморских гранитоидов, 8 – вулкано-интрузивные (щелочно-известковые) комплексы

порфиоров, т.е. сложный по строению и чрезвычайно пестрый по набору фаций комплекс интрузивных пород, связанные с вулканитами поперечных вулканических зон. Вполне возможно, что комплексы ультракислых гранитов генетически специфичны и не являются фазовыми разновидностями интрузивных образований, рассматриваемых в качестве "приморских гранитоидов". Они приурочены в основном к системе сквозных широтных линеаментов, контролирующих размещение поясов фемических пород и пород контрастной базальт-диоритовой ассоциации (Баскина, 1975). Магмоконтролирующие системы такого типа, характерные и для Восточного вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня, по-видимому, не играют значительной роли в размещении интрузивов собственно приморских гранитоидов. Вместе с тем рассматриваемые интрузивы, вероятно, приурочены и к участкам пересечения зон широтных нарушений с разломами

северо-восточного простирания, причем размещение всей цепочки массивов контролировалось, очевидно, и зоной Берегового разлома. Это в ряде случаев находит отражение в морфологии самих массивов. Об этом же свидетельствуют аномалии повышенной магнитной восприимчивости, указывающие на присутствие на глубине магнитовозмущающих масс, расположенных согласно с простиранием цепочки интрузивов приморских гранитоидов.

Интрузивы приморской серии сложены преимущественно биотит-роговообманковыми адамеллитами (66–69% SiO_2) и гранитами (71–75% SiO_2). Соотношение названных фаций в различных массивах варьирует в широких пределах. Гамму пород дополняют габбро и диориты, слагающие самостоятельные интрузивные тела (Валентиновский, Ольгинский, Опричнинский массивы), но чаще присутствующие во всех массивах зоны в виде включений среди гранитов. Их образование связано, по-видимому, с кристаллизацией корки (при движении расплава) и последующим ее дроблением, т.е. по генезису это автоксеногенные включения. Весьма разнообразны и породы — лейкократовые граниты, граносиениты, аляскиты, олигоклазиты, формирование которых связано с камерной кристаллизацией.

Среди пород приморской серии наиболее интересны биотит-роговообманковые фации гранитоидов, широко развитые не только в массивах приморских гранитоидов, но и в структурных зонах Приморья. Они хорошо представлены в Валентиновском и Владимирском массивах. От среднего состава гранодиорита они отличаются большим содержанием кремнезема, повышенной щелочностью с преобладанием в группе щелочей натрия (табл. 6). Преобладание натрия особенно характерно для включений, представленных габбро-диоритами и диоритами; в гранитах над натрием преобладает калий. Повышенная натровость и высокая кремнекислотность — основное отличие биотит-роговообманковых гранитоидов Прибрежного антиклинория от подобных фаций массивов синегорской и бачелазской серий. Не менее существенны отличия и состава железо-магниевого алюмосиликата — чувствительных индикаторов условий кристаллизации расплавов. Темноцветные минералы приморских гранитоидов, в отличие от гранодиоритов и кварцевых монзонитов Западно-Сихотэ-Алинского шва и Главного синклинория, характеризуются повышенной железистостью и глиноземистостью: Валентиновский массив $f^0_{\text{Po}} = 65$, $l_{\text{Po}} = 14$, $f^0_{\text{Bu}} = 64$, $l_{\text{Bu}} = 20$; Владимирский $f^0_{\text{Po}} = 50$, $l_{\text{Po}} = 12$, $f^0_{\text{Bu}} = 48$, $l_{\text{Bu}} = 20$. Повышенная глиноземистость минералов свидетельствует о низкой щелочности расплавов, а высокая степень замещения в тетраэдре железо-магниевого алюмосиликата кремния алюминием — показатель сравнительно высокотемпературных условий кристаллизации.

В пределах Прибрежного антиклинального поднятия, наряду с крупными интрузивами адамеллит-гранитного состава (типа Валентиновского и Владимирского), известны андезит-гранодиорит-гранитные комплексы. Их отличительная особенность — тесная ассоциация гранитоидных пород с андезитами — позволяет вполне определенно судить о происхождении гранитоидов в тесной связи с эволюцией андезитовых расплавов. Типичные образования такого рода — Солонцовский и Бринеровский вулкано-

Таблица 6

Химический состав биотитов гранитоидов Прибрежного антиклинория

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 34,38 | 34,45 | 36,32 | 34,67 | 35,55 | 35,72 | 31,79 | 35,45 |
| TiO ₂ | 3,63 | 3,67 | 3,48 | 3,53 | 3,38 | 2,89 | 2,15 | 4,70 |
| Al ₂ O ₃ | 14,34 | 14,06 | 12,90 | 14,45 | 14,37 | 15,99 | 15,90 | 13,67 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,90 | 6,00 | 5,31 | 5,06 | 3,81 | 7,18 | 12,84 | 3,56 |
| FeO | 18,45 | 19,81 | 19,74 | 19,34 | 14,37 | 14,31 | 20,83 | 17,29 |
| MnO | 0,28 | 0,35 | 0,36 | 0,48 | 0,35 | 1,14 | 0,88 | 0,52 |
| MgO | 7,89 | 7,49 | 8,46 | 7,45 | 10,82 | 7,96 | 1,84 | 10,61 |
| CaO | 1,69 | 1,39 | 1,22 | 1,24 | 1,79 | 0,49 | 0,93 | 0,60 |
| K ₂ O | 6,57 | 7,98 | 7,28 | 7,37 | 7,82 | 7,08 | 4,32 | 7,08 |
| Na ₂ O | 0,28 | 0,29 | 0,60 | 0,30 | 0,35 | 0,29 | 0,61 | 0,44 |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,12 | 0,30 | 0,08 | 0,16 | 0,36 | 0,26 | 0,09 |
| H ₂ O ⁻ | 0,93 | 0,36 | 0,28 | 0,00 | 0,51 | 0,28 | 0,33 | 0,00 |
| H ₂ O ⁺ | 4,59 | 4,22 | 3,33 | 4,67 | 4,38 | 5,18 | 7,25 | 4,69 |
| F | 0,38 | 0,47 | 0,15 | 0,86 | 0,76 | 1,52 | 0,19 | 0,52 |
| Σ | 100,51 | 100,66 | 99,73 | 99,50 | 100,28 | 100,31 | 100,12 | 99,75 |
| F ₂ =O | 0,16 | 0,20 | 0,06 | 0,36 | 0,32 | 0,64 | 0,08 | 0,22 |
| Σ ₁ | 100,35 | 100,46 | 99,67 | 99,14 | 99,96 | 99,69 | 100,14 | 99,53 |

Примечание. Валентиновский массив: 1-2 — роговообманково-биотитовый адамеллит (обр. Л-823, Л-824), 3 — микродиорит-включение (обр. Л-838), 4 — адамеллит (обр. Л-54). Владимирский массив: 5 — адамеллит роговообманково-биотитовый (обр. Л-927), 6 — гранит мелкозернистый биотитовый (обр. Л-891). Каменский массив: 8 — биотитовый гранит (обр. Л-1167).

интрузивные комплексы. В.А. Баскина (1965) расценивает гранитоиды Солонцовской структуры как аналоги приморских гранитоидов. И.Н. Говоров (1974) выделяет диорит-гранодиоритовые плутоны Дальнегорского района в самостоятельный комплекс, связанный с андезитовой магмой, в отличие от приморских гранитоидов — комагматов ольгинских кислых эффузивов (Кузнецов, 1964).

Тесную ассоциацию гранитоидных пород с андезитами отчетливо демонстрирует расположенная в зоне Берегового разлома Бринеровская структура. В ее пределах эрозией вскрываются породы, мало отличающиеся от пород, типичных для интрузивов приморской серии, — диориты, гранодиориты, адамеллиты, калиевые аляскиты (см. табл. 1). Вместе с тем по петрохимическим свойствам ассоциации пород Бринеровской и Солонцовской структур отличаются незначительно. При такого рода сопоставлениях детали не могут иметь существенного значения, поскольку эволюция исходной магмы в каждом конкретном случае могла иметь специфические особенности в зависимости от тектонических условий, режима летучих компонентов, скорости продвижения расплавов. Это позволяет полагать, что магматические породы Солонцовской и Бринеровской структур, а также гранитоиды приморской серии — производные андезитовой магмы, в процессе дифференциации которой формировалась слож-

ая гамма пород от габбро и диоритов до гранодиоритов, адамеллитов и ультракислых калиевых гранитов. Хотя эти породы нередко развиты непосредственно вблизи полей кислых вулканитов, дифференциация риолитовых расплавов с кристаллизацией таких разнообразных парагенезисов мало вероятна. В то же время генетическая связь высокоосновных гранитоидов и кислых вулканитов вполне возможна при условии, если они — производные андезитовидных расплавов. Показательно, что геологические наблюдения в Дальнегорском районе позволили выявить тесные связи субинтрузивных образований, подобных гранит-порфирам Третьего ключа, с ольгинскими порфирами (Баскина, 1965). В некоторых структурах, по данным буровых работ, фиксируется постепенный переход кислых эффузивов в гранит-порфиры, причем петрохимически породы этих фаций хорошо сопоставимы по относительно снижению содержанию кремнезема и преобладанию натрия в группе щелочей.

Таким образом, формирование верхнемеловых-палеогеновых интрузивных пород в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса связано с внедрением андезитовых и риодацитовых магм, причем гранитоиды приморской серии, возможно, сформировались в результате дифференциации андезитовых расплавов.

Приведенное выше краткое описание интрузивных серий свидетельствует о чрезвычайно широком проявлении в различных структурных зонах Сихотэ-Алиня верхнемелового-палеогенового интрузивного магматизма. Наибольшее развитие гранитоидные образования имеют в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Большинство гранитоидных массивов упомянутых выше серий залегают в складчатых образованиях древнего возраста, т.е. по своей природе они внеорогенные образования. Формирование интрузивных цепочек обусловлено процессами активизации ранее консолидированных складчатых зон, возникших на месте палеозойских и мезозойских эвгеосинклинальных прогибов и палеовулканических дуг. Рассмотренные образования относятся к группе вулканогенных интрузивных формаций, становление которых происходило в гипабиссальных условиях в тесной связи с излиянием магм на поверхность.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ СЕРИЙ ПО ДАННЫМ К-Аг ДАТИРОВКИ ВОЗРАСТА ГРАНОДИОРИТОВ

Геохронологическая датировка интрузивных пород Приморья позволяет рассмотреть особенности эволюции альпийского магматизма Южного Сихотэ-Алиня во времени и в пространстве. Ранее опубликованные материалы характеризуют главным образом образования Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и Кавалеровского района (Баскина, Фаворская, 1969). Они были использованы нами при обсуждении данных К-Аг-определений возраста интрузивных пород региона, полученных в лаборатории абсолютно-го возраста по образцам А.А. Сясько, А.А. Лебедева, В.С. Киричека, А.В. Олейникова, В.В. Голозубова и многих других исследователей. В табл. 7 приведены результаты определений, выполненные по материалам автора А.А. Грачевой в лаборатории ПТГУ.

Т а б л и ц а 7

Абсолютный возраст верхнемеловых-палеогеновых гранитоидов Сихотэ-Алиня

| № п/п | № пробы | Массив, порода, минерал | Возраст, млн.лет |
|---|---------|--|------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| <i>Ханкайский массив и Уссурийская зона</i> | | | |
| Синегорский массив | | | |
| 1 | Л-241 | гранодиорит | 83 |
| 2 | Л-436 | биотит-роговообманковый адалеллит | 76 |
| 3 | 1370-А | гранодиорит (лежащий бок кварц-шеели-товой жилы) | 72 |
| 4 | 1363-Г | шлировый субщелочной гранит | 62 |
| Яковлевский массив | | | |
| 5 | 20203 | гранодиорит | 85 |
| 6 | 20209 | " | 90 |
| 7 | 20211 | гранит | 78 |
| Кировский массив | | | |
| 8 | Л-658 | гранодиорит | 58 |
| 9 | Л-1082 | мелкозернистый субщелочной гранит | 72 |
| Ильмаковский массив | | | |
| 10 | Л-1961 | гранодиорит | 100 |
| Чугуевский массив | | | |
| 11 | Л-1667 | роговообманковый сиенит | 98 |
| 12 | Л-1824 | андезит | 88 |
| <i>Главный синклиорий Сихотэ-Алиня</i> | | | |
| Дальненский массив | | | |
| 13 | Л-328 | роговая обманка из габбро | 141 |
| 14 | Л-353 | биотит, гранодиорит эндоконтакта | 148 |
| Шток Восточный | | | |
| 15 | В-5 | адалеллит эндоконтакта | 177 |
| 16 | Л-276 | биотитовый адалеллит | 144 |
| Ловлягинский массив | | | |
| 17 | С-5065 | диорит | 98 |
| Нижне-Арминский массив | | | |
| 18 | 089 | гранодиорит | 88 |
| 19 | 158 | " | 83 |
| Средне-Арминский горст | | | |
| 20 | 102 | адалеллит | 72 |
| 21 | С-5161 | " | 69 |
| 22 | С-5199 | " | 69 |
| 23 | С-5164 | гранит | 67 |
| Березовский массив | | | |
| 24 | Л-1541 | трахиандезит | 88 |
| 25 | Л-1542 | " | 79 |
| 26 | Л-1198 | граносиенит | 79 |
| 27 | Л-1200 | " | 86 |
| Арагатский массив | | | |
| 28 | Л-2176 | трахибазальт | 90 |

Таблица 7 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|----|--------|--------------------------------------|--------|
| 29 | Л-2186 | роговообманковый сиенит (включение) | 84 |
| 30 | Л-2190 | липарит | 103 |
| 31 | Л-2195 | " | 95 |
| | | Аракатский массив | |
| 32 | Л-2220 | монзонит | 79 |
| 33 | Л-2218 | кварцевый монзонит | 78 |
| | | <i>Южно-Приморская зона</i> | |
| | | Водопадненский массив | |
| 34 | Л-395 | биотитовый адалеллит | 78 |
| 35 | Л-402 | " | 79 |
| 36 | Л-408 | " (по биотиту) | 81 |
| | | Лазовский массив | |
| 37 | Л-820 | гранит биотитовый | 74 |
| | | Ливадийский массив | |
| 38 | Л-718 | гранодиорит | 62; 58 |
| 39 | Л-722 | " | 93 |
| 40 | Л-728 | лейкократовый гранит | 29 |
| | | <i>Прибрежный антиклинорий</i> | |
| | | Врангелевский массив | |
| 41 | Л-770 | адалеллит роговообманково-биотитовый | 60 |
| | | Валентиновский массив | |
| 42 | Л-835 | роговообманково-биотитовый | 60 |
| 43 | Л-838 | микродиорит (включение) | 57 |
| 44 | Л-903 | гранит | 41 |
| | | Владимирский массив | |
| 45 | Л-929 | роговообманково-биотитовый адалеллит | 60 |
| 46 | Л-969 | биотитовый гранит | 48 |
| 47 | Л-934 | роговообманковый адалеллит (дайка) | 46 |

Примечание. Определения выполнены А.А. Грачевой в Центральной лаборатории ПТГУ; №№ 17–23 – по материалам А.А. Стрижковой.

Наиболее ранние среди верхнемеловых образований – гранитоиды интрагеоантиклинальных поднятий Главного синклинория. Так, в Дальненском блоке намечается следующая последовательность формирования интрузивных пород: адалеллиты и эксплозивы штока Восточного – 124–110 млн. лет (5 определений), дальненские кварцевые монзониты – 114 (2), граниты – 108, аплиты – 107, лагернинские граниты – 81, гранит-порфиры и порфириды – 79–74. Абсолютный возраст северных гранитов из зоны Центрального структурного шва составляет – 96 (4), а развитых здесь габбро – 141 млн. лет (по амфиболу).

В Арминском блоке возраст гранитоидов уменьшается в направлении их расположения по отношению к Центральному структурному шву: ар-

минские мелаграниты – 106 млн. лет (2) или 111 (2) – по биотиту, гранодиориты Приисковского интрузива – 94, Нижне-Арминского – 94 (3), порфиридные граниты второй фазы – 88, ловлягинские габбро и диориты – 89 (7). Исходя из определений возраста усть-микулинских (83 млн. лет) и ключа Командного (69) гранит-порфиров и зимнинских гранитов (79), можно сделать заключение о более позднем проявлении магматизма в восточной, переходной к вулканогенному, части Арминского блока.

Становление гранитоидов Бикино-Бачелазского междуречья и верхний р. Самарги (интрузивы Правобережной, ключа Плотникова, Хвоинский, Анинский, Пухинский и др.) в целом синхронно внедрению арминских интрузий. На это указывают определения абсолютного возраста пород: диориты – 100 млн. лет (7), гранодиориты – 93 (7), крупнозернистые граниты (мелаграниты) – 79 (16). Восточнее, в зоне, переходной к структурам вулканогенного пояса, намечаются два максимума гранитной интрузивной деятельности – 83 (8) и 52 млн.лет (12). Извлечение порфиритов синхронно формированию интрузивов первого цикла – 82 млн.лет (4). Периоды гранитного магматизма разделены внедрением гранодиоритов и кварцевых диоритов – 68 млн.лет.

Абсолютный возраст березовских и араратских гранитоидов, развитых на южном фланге Главного синклинория, составляет 91 (13) и 94 млн.лет (2). Период последующей активизации структур района соответствует внедрению штоков гранодиорит-порфиров – 76 (4), даек базальтов и диоритовых порфиритов (Левицкое) – 72 (2), гранит-порфиров и микродиоритов – 58 (3) млн.лет

Структурно обособленные граниты Центрального структурного шва более молодого возраста – 71 млн.лет (30). Калий-аргоновая датировка возраста ряда интрузивов представляется следующей: Черемшанский – 71 (4), Перевальненский – 81 (5), Лаулинский – 70, Дальне-Арминский – 72 (7) и 52 (9), ключа Командного – 78 млн.лет.

Имеющиеся сведения указывают на более раннее – 108 (11) млн.лет (135 (2) – по биотиту, 102 (7) – по калишпату) формирование гранитных массивов Главного антиклинория по сравнению с подобными образованиями Центрального шва и Главного синклинория. Это подтверждает справедливость выделения интрузивов Главного антиклинория в самостоятельную серию, представляющую специфический окологеосинклинальный магматизм областей молодой орогении (Кузнецов, Яншин, 1967). Если новыми определениями будет подтвержден абсолютный возраст гранитов Стрельниковского (120) и Павловского (93 млн.лет) интрузивов, то можно будет судить о последовательном проявлении с севера на юг гранитного магматизма в этой зоне. Наличие здесь более молодых образований, подобных гранодиоритам небольшого Усть-Дальненского интрузива (70 (4) млн.лет), свидетельствует о более поздней активизации структур антиклинория и связанном с ней возобновлении магматической деятельности, главным образом вдоль систем широтных разломов.

Значительный разброс – 81–53 (среднее 65 млн.лет по 15 определениям) определений возраста гранитов Партизанского антиклинория (Успенский, Беневской, Врангелевский, Водопадненский интрузив) скорее указывает на их возможное омоложение, чем на действительный интер-

вал во времени формирования этих массивов. Существенный разрыв наблюдается и в данных определений возраста гранитов по биотиту — 78 млн. лет (2) и калишпату — 57 млн.лет (1).

Калий-аргоновая датировка гранитоидов синегорской серии, развитых в активизированной части Ханкайского массива, оценивает их возраст в 83 млн.лет (15). С этими данными вполне сопоставим возраст кварцевых монцонитов Синегорского и Яковлевского интрузивов. Более юный возраст (см. табл.7) установлен для гранитоидов Кировского массива. Интересные результаты получены при определении возраста различных пород Синегорского массива: по сравнению с кварцевыми монцонитами оказались на 7 млн.лет моложе адаметлиты апикального выступа; для шпировых микроклиновых гранитов этот разрыв достигает 21 млн. лет. Очевидно, остаточное накопление калия и связанное с этим автотасаматическое изменение пород даже в локальных зонах сопровождается потерей аргона, что, естественно, ведет к "омоложению" возраста пород.

Приморские гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена самые молодые среди плутоногенных образований региона. Полученные В.А. Баскиной и М.А. Фаворской данные для пород Валентиновского, Владимирского и Опричникского интрузивов (52–63 млн.лет (6), среднее 58 млн.лет (по биотиту 59 млн.лет) подтверждаются и нашими определениями (57–60 млн.лет). В Дальнегорском и Тернейском районах, по наблюдениям этих же исследователей, проявление андезит-гранитного магматизма синхронно формированию крупных интрузивов вулканогенного пояса: андезиты — 61 млн.лет (3), липариты — 58 (9), гранодиориты, гранит-порфиры и граниты — 55 (9). Предварительные данные указывают на возобновление в пределах вулканогенного пояса магматической активности в эоцен-олигоценовое время (44–39 млн.лет). По данным Э.С. Овчарека (1973) о последовательности формирования магматических пород Дальнегорского и соседних с ним районов, наиболее древние (108–90 млн.лет) — габбро-диабазы, диабазовые и андезитовые порфириты, внедрение которых соответствовало раннему этапу формирования окраинного вулканического пояса в интервале 93–70 млн. лет происходило формирование сложного андезит-гранодиоритового Дальнегорского комплекса и, возможно, синхронно с ним (74–70 млн. лет) — накопление кислых эффузивов ольгинской серии. Возраст андезитов и андезитобазальтов суворовской и зеркальненской толщ 65 млн. лет, к ним близки по времени формирования интрузии приморских гранитоидов.

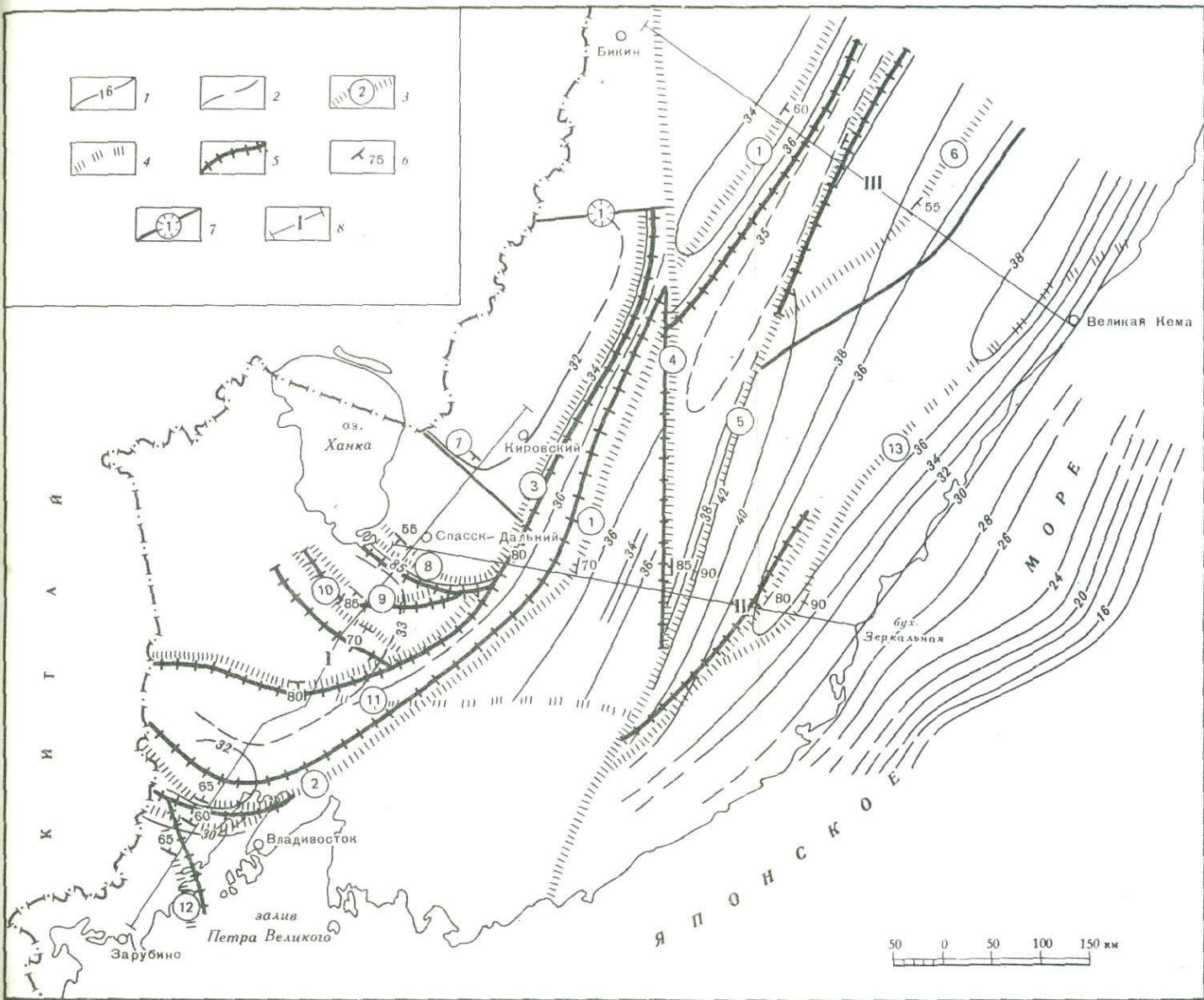
Приведенные данные показывают, что самые ранние из рассмотренных гранитоидов — интрузивы интрагеоантиклинальных поднятий Главного синклинория и зоны Главного антиклинория. Их становление происходило (112–88 млн.лет) последовательно в направлении с севера на юг. Вслед за формированием гранитоидных массивов этой области внедрялись интрузивы (90–70 млн.лет) в зоне Западного структурного шва и в пределах Прибрежного разлома, отделявшего остаточный миогеосинклинальный прогиб Главного синклинория от Прибрежного антиклинория. В палеогене гранитоидный магматизм наиболее мощно проявился в зоне Берегового разлома и в пределах Партизанского антиклинория. Одновременно по системе широтных разломов на сопредельных участках Главного синклинория формировались палеогеновые вулкано-интрузивные комплексы.

РАЗМЕЩЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ СЕРИЙ В СВЯЗИ С
ОСОБЕННОСТЯМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
СИХОТЭ-АЛИНЯ

Характер размещения верхнемеловых-палеогеновых интрузивных серий может быть рассмотрен в свете новых данных ГСЗ по глубинному строению региона. При анализе этих данных, полученных А.А. Аргентовым, Г.С. Гнибиденко и С.В. Потапьевым, было установлено (Радкевич и др., 1975), что максимальная мощность земной коры (42 км) наблюдается в узкой зоне вблизи Центрального Сихотэ-Алинского глубинного разлома вдоль юго-западного края Колумбинского синклинория Сихотэ-Алиня (рис. 7, см. вкл.). Средняя мощность коры Сихотэ-Алиня составляет 36–38 км, что характерно как для антиклинальных, так и для синклинальных структур. В Ханкайском массиве она не превышает 34 км. Минимальная мощность (30–32 км) определена для Туманганского и Прибрежного антиклинориев. По направлению к Японскому морю мощность коры плавно уменьшается и на расстоянии около 100 км от берега (подножие континентального склона) составляет 16 км.

Максимальная мощность (24 км) гранито-метаморфического слоя, подразделяемого на метаандезитовый и гранито-гнейсовый слои, отмечена в зоне Колумбинского антиклинория и Арму-Бикинского синклинория (рис.8). Минимальная мощность этого слоя (около 8 км) приходится на осевую зону Туманганского антиклинория и район вблизи Вознесенского глубинного разлома в южной части Ханкайского массива. В то же время в северном блоке массива гранито-метаморфический слой достигает 20 км, а в южном блоке выступает на дневную поверхность. К юго-западу от Дмитриевского разлома метаморфический комплекс перекрывается осадочно-вулканогенными отложениями. Далее к югу кровля гранито-гнейсового слоя обнаруживается на глубине более 6 км, а севернее глубина ее залегания не превышает 5 км. В осевых зонах антиклинориев (Туманганский, Колумбинский, Прибрежный) кровля гранито-гнейсового слоя залегает на глубине 1–2 км. Максимальная для Сихотэ-Алинской складчатой области глубина ее залегания (более 6 км) отмечается в узкой зоне, близкой к Центральному Сихотэ-Алинскому глубинному разлому. Локальное увеличение мощности осадочно-вулканогенного слоя (более 5 км) характерно для рудоносного Кавалеровского блока.

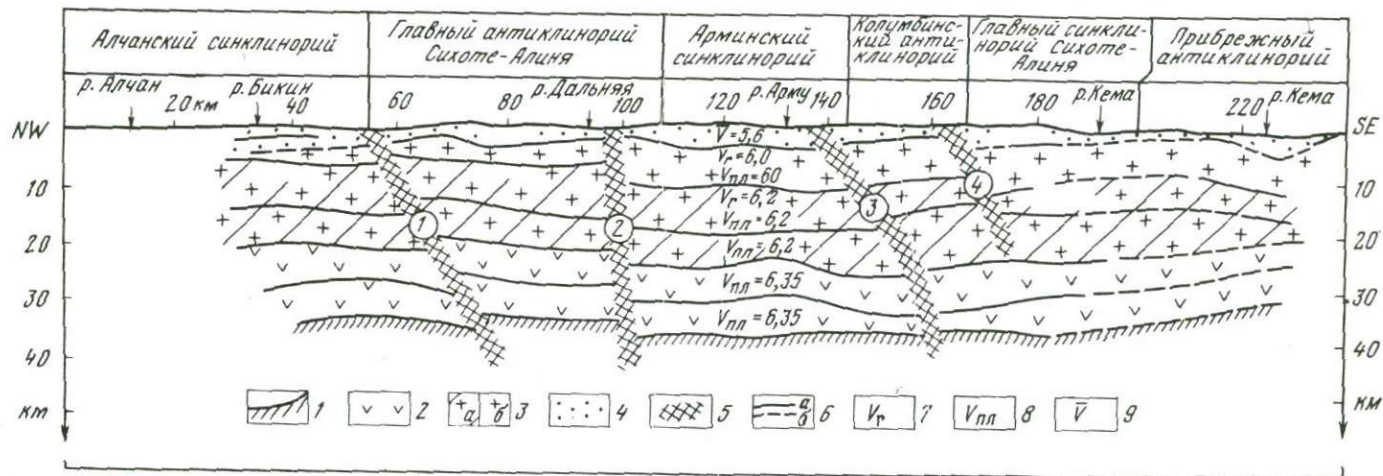
Мощность метабазальтового слоя земной коры в Приморье варьирует от 10 до 20 км, достигая наибольших значений в Туманганском антиклинории и минимальных – в Арму-Бикинском синклинории. Локальное утолщение этого слоя характерно для зоны Центрального структурного шва и Арминского блока. Мощность метабазальтового основания в пределах северного блока Ханкайского массива составляет 10–14 км и 16–20 км – в его южной, погруженной части. В граничащей с Япономорской впадиной областью Сихотэ-Алиня (Прибрежный антиклинорий) мощность метабазальтового слоя составляет 12 км, но в зоне континентального склона возрастает до 18 км (рис. 9). Глубинные разломы Сихотэ-Алиня выполняют роль шовных зон, по которым сочленяются блоки с несколько различной мощностью коры, в силу чего на таких участках поверхность



Р и с. 7. Схема изопакит мощности земной коры в Приморье (по Г.С. Гнибиденко)

1-2 - изопакиты (до раздела Мохоровичича); 1 - промежуточные, 2 - предполагаемые, 3 - глубинные разломы, проникающие в верхнюю мантию (цифры в кружках): 1 - Уссурийский, 2 - Муравьевский, 3 - Западно-Сихотэ-Алинский, 4 - Меридиональный, 5 - Центральный, 6 - Арму-Бикинский, 7 - Белореченский, 8 - Дмит-

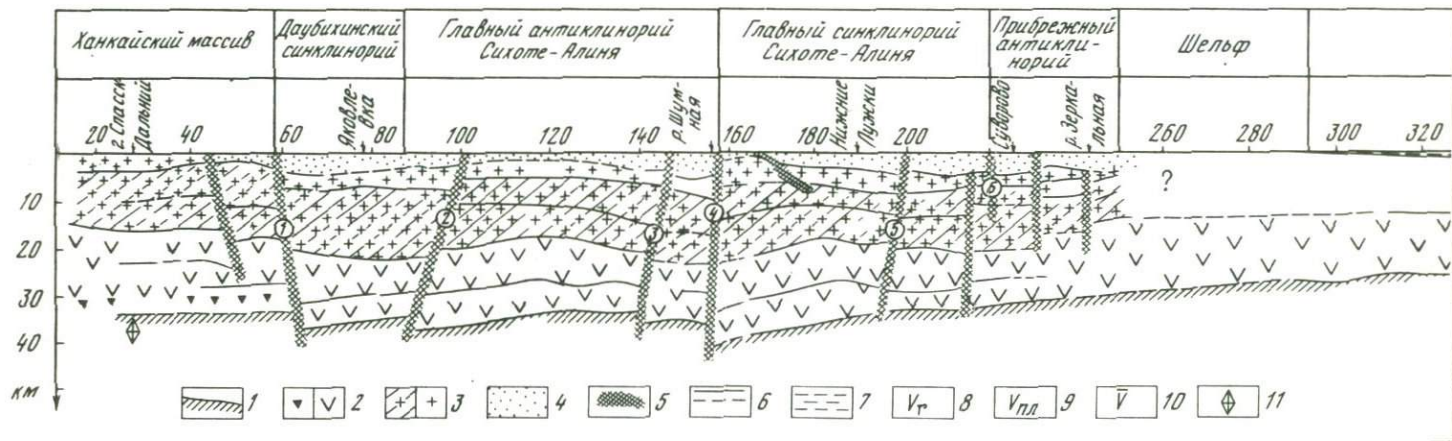
риевский, 9 - Черниговский, 10 - Вознесенский, 11 - Южно-Приморский, 12 - Адиминский, 13 - Прибрежный; 4 - проекция глубинных разломов с раздела Мохоровичича на дневную поверхность; 5 - угол падения плоскости разлома; 6 - Дальнереченский разлом (цифра в кружке со штрихами); 7 - профили ГСЗ: I - пос. Кировский - пос. Зарубино, II - г. Спасск-Дальний - р. Зеркальная, III - гора Бикин - пос. Великая Кема



Р и с. 8. Сейсмологический разрез по профилю г. Бикин – пос. Великая Кема (по Г.С. Гнибиденко и В.В. Аргентову)

1 – верхняя мантия (гипербазиты), 2 – метабазальтовый (габбровый) слой; 3 – гранито-метаморфический слой; 4 – метаандезитовый (диоритовый), 6 – гранито-гнейсовый; 5 – осадочно-вулканогенный слой; 5 – глубинные разломы (цифры

в кружках): 1 – Арсеньевский, 2 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 3 – Арму-Бикинский, 4 – Колумбинский; 6 – сейсмические границы по преломленным и отраженным волнам: а – установленные, б – интерполируемые; 7–9 – скорость прохождения сейсмических волн: граничная (7), пластовая (8), средняя (9)



Р и с. 9. Сейсмологический разрез по профилю г. Спасск-Дальний – р. Зеркальная (по Г.С. Гнибиденко, В.В. Аргентову)

Цифры в кружках – глубинные разломы: 1 – Западно-Сихотэ-Алинский, 2 – Уссурийский, 3 – Меридиональный, 4 – Цент-

рально-Сихотэ-Алинский, 5 – Фурмановский, 6 – Прибрежный; 11 – место пересечения с профилем пос. Кировский – пос. Зарубино. Далее см. усл. обозн. на рис. 8

Мохо имеет отчетливо выраженный уступ (см. рис. 9). Столь же характерны для данной области широтные глубинные разломы, документируемые лишь Ханкайским меридиональным профилем (Радкевич и др., 1975).

Выделение в Приморье достаточно мощного диоритового (метаандезитового) слоя, природа которого не может пока трактоваться однозначно, позволяет судить о преобладании здесь коры симатического характера. Лишь в некоторых узких зонах или погруженных блоках мощность сиалического разреза коры достигает 12 км, что составляет треть ее общей мощности. Во всяком случае по сейсмическим характеристикам собственно гранитный слой коры в Приморье имеет значительно меньшую мощность, чем это представлялось по геологическим данным (Геология СССР, т. 32, 1969).

Средний состав земной коры в Приморье в целом соответствует андезитовому или диоритовому. Анализ данных о происхождении сейсмических волн позволяет выделить два основных мегаблока: Ханкайский, с весьма неоднородными скоростными характеристиками чередующихся слоев, и Сихотэ-Алинский более гомогенный, в котором скорость прохождения волн плавно возрастает в направлении поверхности Мохо. Эти различия можно трактовать как возрастные: более молодая кора Сихотэ-Алинского блока еще не претерпела значительной дифференциации, которая характерна для Ханкайского блока, где в основании базальтового слоя находится область разуплотненного (очевидно, гранитизированного) вещества.

Локальное повышение мощности коры в зоне Центрального структурного шва происходит за счет увеличения мощности метаандезитового и metabазальтового слоев при менее существенном возрастании гранитного слоя. Во-видимому, это обусловлено внедрением в шовную зону значительных по объему масс основного материала, т.е. "базификацией" коры. С максимальной интенсивностью эти процессы протекали, очевидно, в Кавалеровском блоке и в Прибрежном антиклинории, с чем и связано приближение к поверхности глубинных геофизических границ, отличающихся повышенными сейсмическими характеристиками ($V_T = 6,8$ км/сек). Очевидно, эти процессы не имели повсеместного развития и проявлялись только в отдельных блоках.

Весьма важная деталь глубинного строения земной коры Приморья — валобразное поднятие поверхности Конрада, фиксируемое в осевой части Главного синклинория Сихотэ-Алиня двумя широтными поясами.

Центрально-Сихотэ-Алинский меридиональный базальтовый вал представляет собой сравнительно узкое (ширина 5–8 км) поднятие поверхности базальтового слоя. Относительное превышение достигает 2–4 км по северному и 1–3 км по южному профилю. Местоположение точек его фиксации — восточнее Средне-Арминского интрузива и в районе пос. Нижние Лужки — указывает на то, что эта глубинная структура проходит параллельно зоне Главного структурного шва. Образование этой структуры можно связывать с формированием рифта, обеспечивающего проникновение основных и ультраосновных расплавов в зону раздвига. На профиле II (см.рис.9) хорошо видно наличие подобных валовоб-

разных поднятий раздела Конрада в зоне Главного антиклинория и в крайней части Ханкайского массива, в области сочленения его с Уссурийским наложенным прогибом. Эти поднятия, очевидно, соответствуют положению древних островных систем, формировавшихся в различные этапы развития складчатых структур Сихотэ-Алиня.

Подобная структура, но связанная с особенностями строения метаандезитового слоя верхней коры, находится восточнее — в зоне сочленения структур Главного синклинория и Прибрежного антиклинория. По южному профилю, на фоне общей блоковой неоднородности фундамента этой зоны отчетливо выделяется относительно поднятый метаандезитовый блок (шириной 15–20 км). Он резко отличается от соседних блоков величинами граничных скоростей распространения продольных, сейсмических волн ($V_T = 6,5–6,8$ км/сек против 6,2). По местоположению этот блок соответствует зоне ограничивающего его с запада Прибрежного структурного шва. Уступообразный характер поднятий раздела Конрада по мере приближения береговой линии проявлен менее отчетливо.

В зоне Прибрежного разлома по северному профилю (Бикин — Великая Кема) фиксируется утолщение метаандезитового слоя коры, хотя столь значительной блоковой дифференциации структур здесь не отмечено. Выделяя в зоне Прибрежного разлома восточный метаандезитовый (диоритовый) глубинный вал, в пределах которого обнаруживается утолщение метаандезитового слоя, его поднятие или рост граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн следует иметь в виду существенно неоднородное строение частей этой глубинной зоны, обусловленное блоковой дифференциацией структур Сихотэ-Алиня.

Зоны повышенной трещиноватости, пересекающиеся не только между собой, но и с зонами структурных швов, а также с другими глубинными граничными разделениями, создают чрезвычайно сложную картину сетчатоблокового строения Сихотэ-Алинской складчатой области. Ее расшифровка только начинается. Во многом остаются неясными особенности заложения и характер последующего развития разноориентированных субширотных зон, их сходство и различие.

Не менее характерны для Сихотэ-Алиня и широтно ориентированные глубинные разломы. Наиболее крупные из них (Южно-Приморский, Бикинский) делят эту область на крупные мегаблоки (Изох, 1966). Кроме того, по ряду геофизических и геологических признаков и главным образом по данным магматического контроля выделяется ряд широтных зон, фиксирующих, по-видимому, положение глубинных расколов фундамента. В ряде случаев (Кавалеровская и Южно-Арминская широтные зоны) эти структуры четко фиксируются гравитационными уступами. Амплитуда воздымания фундамента в пределах этого широтного блока достигает 4 км.

В свете рассмотренных данных в Сихотэ-Алине можно наметить следующие весьма важные для решения петрологических и геохимических проблем особенности проявления мезо-кайнозойского интрузивного магматизма.

Верхнемеловые-палеогеновые интрузивные серии размещены в различных структурных зонах, общей особенностью которых является на-

личие мощного метаандезитового слоя. Собственно гранитный слой коры имеет значительно меньшую мощность, чем это предполагалось по геологическим данным. Средний состав земной коры в Приморье в целом отвечает андезитовому или диоритовому типу.

Пространственное положение главных интрузивных серий Прибрежного антиклинория, Главного антиклинория и краевой части Ханкайского массива соответствует положению валообразных поднятий поверхности Конрада.

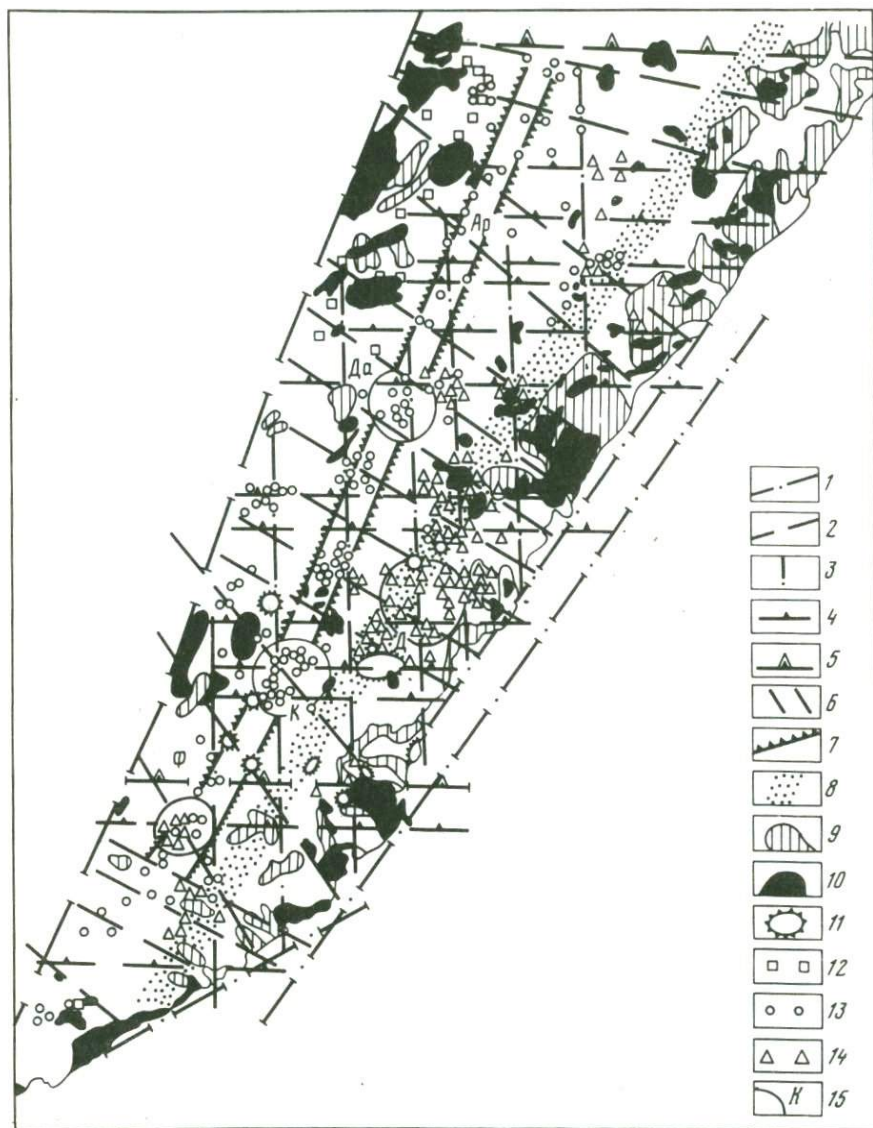
Интрузии зоны Центрального структурного шва, судя по положению глубинных границ, приурочены к уступообразному поднятию поверхности Мохоровичича. Подобное уступообразное сочленение отдельных блоков, границами раздела которых служат зоны глубинных разломов, характерно и для области относительно древних структур, расположенных западнее Центрального шва. В восточном блоке (Главный синклиорий и Прибрежный антиклинорий) поверхность Мохо плавно поднимается на восток.

Формирование вулкано-интрузивных серий, размещение которых в зонах относительно древних складчатых сооружений контролировалось положением глубинных разломов (Западно-Сихотэ-Алинского, Уссурийского, Меридионального, Центрального), связано, по-видимому, с вертикальными движениями по этим разломам. Движения, очевидно, захватывали и граничные области верхней мантии, облегчая проникновение к поверхности глубинных магматических расплавов.

Данные ГСЗ, характеризующие важные детали глубинного строения Сихотэ-Алиния, позволяют достаточно определенно говорить о линейной природе металлогенической зональности региона.

Главная масса рудных месторождений Приморья сосредоточена в пределах полосы, расположенной между Центральным структурным швом и Береговым разломом, т.е. в области с достаточно мощной и молодой корой, характеризующейся приблизительно равным соотношением мощности базальтового, метаандезитового и гранито-метаморфического слоев. Наблюдаемая поясовая металлогеническая зональность контролируется в целом глубинным строением земной коры.

Основные оловорудные проявления касситерит-силикатно-сульфидного типа (рис.10) сосредоточены в пределах главной металлогенической зоны Приморья, положение которой, по данным ГСЗ, соответствует валообразному поднятию поверхности Конрада. Природа этого вала недостаточно ясна. Можно предполагать, что его образование связано с подъемом основного материала в зоне растяжения коры. О связи оловорудной минерализации с глубинными процессами свидетельствует не только данные ГСЗ, но и тесная пространственная и временная совмещенность касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных жил и даек средних и основных пород, видимо, мантийного происхождения. Положение важнейших оловорудных узлов соответствует участкам пересечения разноориентированных, главным образом близширотного направления, зон повышенной трещиноватости с областью валообразного поднятия кровли базальтового слоя. Центральное-Сихотэ-Алинский глубинный базальтовый вал представляет собой сравнительно узкое (5–8 км шириной) поднятие базальтового слоя.



Р и с. 10. Схема размещения зон повышенной трещиноватости, оловорудных и полиметаллических месторождений Юго-Восточной части Сихотэ-Алинской металлогенической области

1 – Центральный структурный шов, 2 – зоны разломов (Береговой), 3 – меридиональные зоны (расколы фундамента), 4 – широтные зоны разломов-сдвигов, отражающих структуру домезозойского переработанного фундамента, 5 – широтные разломы, разграничивающие мегаблоки, 6 – субширотные зоны повышенной трещиноватости и магмопроницаемости, 7 – поднятие кровли metabазальтового слоя (Центрально-Сихотэ-Алинский базальтовый вал), 8 – зона валообразного поднятия метаандезитового слоя и увеличения граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн, соответствующая области сочленения Главного синклинория Сихотэ-Алия и Прибрежного антиклинория, 9 – повышенные (положительные

Положение полиметаллических месторождений скарново-сульфидной формации соответствует зоне с приближенной к поверхности границей метаандезитового слоя. Выделяемый на сочленении структур Главного синклинория и Прибрежного антиклинория андезитовый вал характеризуется (южный профиль ГСЗ) как область поднятия шириной 15–20 км, резко отличающаяся от соседних структур повышенными граничными скоростями распространения продольных сейсмических волн ($V_T = 6,5–6,8$ км/сек). Северный профиль фиксирует продолжение этой глубинной зоны, хотя здесь не отмечается столь резкая вертикальная блоковая дифференциация. В пределах зоны, соответствующей этому глубинному поднятию, сосредоточены покровы и экструзии андезитов и их интрузивные коагматиты. С эволюцией андезитовых магм, выплавляющихся в мантии или на границе с корой, тесно связано формирование полиметаллических месторождений, рудных узлов, подобных Дальнегорскому, и региональных зон пропититизированных пород с аномальными содержаниями халькофильных элементов.

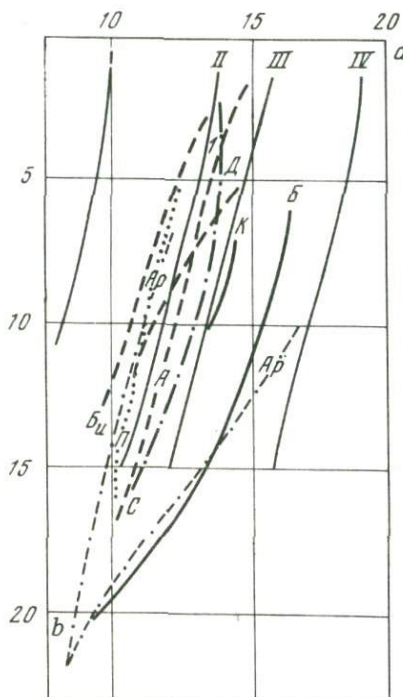
Предложенная схема, в какой-то мере объясняющая положение оловянного и полиметаллического пояса Сихотэ-Алиния в соответствии с глубинным строением этих зон, является лишь принципиальной основой для разработки геолого-геохимических моделей формирования оловянного и полиметаллического оруденения в зоне перехода континент–океан. При разработке подобных моделей необходимо учитывать, что размещение оловорудных узлов в Сихотэ-Алине, возможно, прежде всего определяется их приуроченностью к западному борту погребенного рифта, образовавшегося на палеозойском складчатом основании в результате раздвигания.

ОБЩАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ СЕРИЙ

Данные о составе пород интрузивных серий, вулкано-интрузивных комплексов и массивов Сихотэ-Алиния, используемые в дальнейшем при обсуждении вопроса о распределении олова и вольфрама в магматических породах, приведены в табл. 1 и 5. Приводимый ниже анализ включает лишь некоторые вопросы петрохимии верхнемеловых-палеогеновых гранитоидов, прежде всего те, которые представляют наибольший интерес для изучения поведения рудных элементов в магматических процессах. Это исследование общей щелочности пород, а также соотношения в них калия и натрия, поскольку сульфидно-касситеритовые месторождения приурочены к районам развития вулкано-интрузивных комплексов повышенноосновных гранитоидов с высоким содержанием калия (Барсуков, 1972; Говоров, Левашев, 1973).

(Окончание подписи к рис. 10)

аномалии (Т) магнитного поля, 10 – интрузивные породы, 11 – палеовулканические постройки, 12 – рудопроявления касситерито-кварцевого типа, 13 – рудопроявления касситерито-силикатно-сульфидного типа, 14 – полиметаллические месторождения и рудопроявления, 15 – рудные узлы: К – Кавалеровский, ДА – Дальний, АР – Верхне-Арминский, Д – Дальнегорский, Ф – Фурмановский



Р и с. 11. Вариационная диаграмма состава (коэффициенты a – b по А.Н.Заварицкому) пород интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня

Бч – Бачелазский комплекс (Изох и др., 1967), П – приморская серия, Ар – Араратский вулcano-интрузивный комплекс, А – Арминский комплекс, Д – Дальненский массив, С – Синегорский массив, К – Кировский массив, Б – Березовский комплекс

I–IV – вариационные линии пород типовых серий: I – Пеле, II – Лассен-Пик, III – Сан-Франциско, IV – Этна

Сравнение общей щелочности и известкового индекса (коэффициенты a и b на диаграмме А.Н.Заварицкого) позволило обнаружить широкие вариации состава пород вулcano-интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня (рис. 11). Наибольшей щелочностью характеризуются породы Березовского и Араратского комплексов, вариационные линии состава которых располагаются между кривыми типа Сан-Франциско и

Энты. Однако в Араратском комплексе наряду с эффузивными и интрузивными породами высокой щелочности присутствуют и породы нормальной щелочности, близкие составу пород типа Лассен-Пик.

Высокая общая щелочность характерна и для пород Синегорского и Кировского массивов (Ханкайский массив) – вариационные линии их состава близки типу Сан-Франциско. К породам этой ассоциации близки гранитоиды Арминского комплекса, приморской серии и Бачелазского комплекса. Гранитоиды Дальненского комплекса по соотношению параметров a и b занимают промежуточное положение для кислых разностей характерна повышенная щелочность, тогда как более меланократовые породы отличаются нормальной щелочностью. Очевидно, здесь в процессе кристаллизации пород происходило резкое накопление щелочей, а в Синегорском массиве в процессе кристаллизации отмечается уменьшение общей щелочности: величина a для роговообманково-биотитовых адамеллитов и лейкократовых гранитов оказывается достаточно близкой.

Петрохимические особенности пород крупнейших интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня и, прежде всего, показатели их общей щелочности изменяются независимо от геоструктурного положения массивов. Четкой латеральной зональности в изменении щелочных свойств гранитоидов не наблюдается. Наиболее высокой общей щелочностью отличаются породы грахиандезит-монцонитоидных комплексов Главного синклиория, но для этой зоны столь же характерны и комплексы известково-щелочной

ассоциации, щелочность которых изменяется в широких пределах. В связи с этим можно заключить, что щелочность пород вулкано-интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня не связана с составом и строением верхней оболочки коры; появление комплексов пород, отличающихся повышенной щелочностью, по-видимому, обусловлено строением более глубоких ее частей, что было уже отмечено при рассмотрении данных глубинного сейсмического зондирования.

Соотношение Ca—Na—K в породах является, как известно, важной петрохимической характеристикой интрузивных серий, определяющей тип щелочности. Эти данные подробно рассмотрены в работе И.Н. Говорова и Г.Б. Левашева (1973). Как видно из диаграммы (рис. 12), отражающей состав пород наиболее характерных интрузивных ассоциаций, высокой калиевостью отчетливо выделяются Березовский и Дальненский интрузивы; породы Синегорского массива отличается высокий удельный вес в группе щелочей натрия; образования Арминского комплекса по соотношению калия и натрия занимают промежуточное положение между этими группами массивов.

Верхнемеловые-палеогеновые интрузивные породы Сихотэ-Алиня достаточно четко подразделяются на две группы: щелочно-кальциевую и кальциево-щелочную (известко-щелочную). Это деление подтверждается данными, о величине щелочно-известкового индекса Пикока (рис. 13) для пород типовых интрузивов и вулкано-интрузивных комплексов. По положению точек пересечения вариационных линий $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ к щелочно-кальциевой группе пород дополнительно должны быть отнесены отличающиеся повышенной щелочностью породы Владимирского

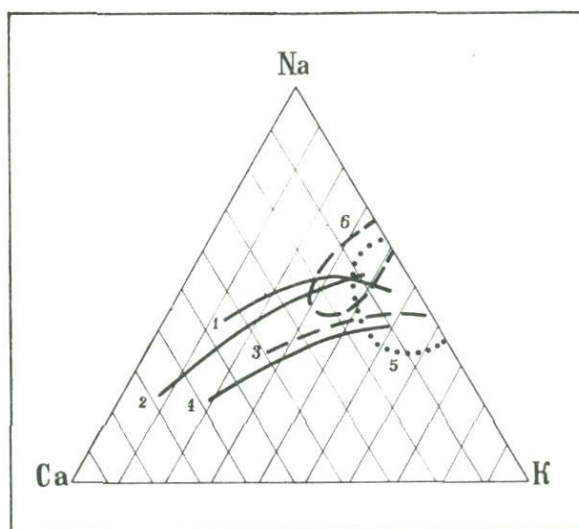
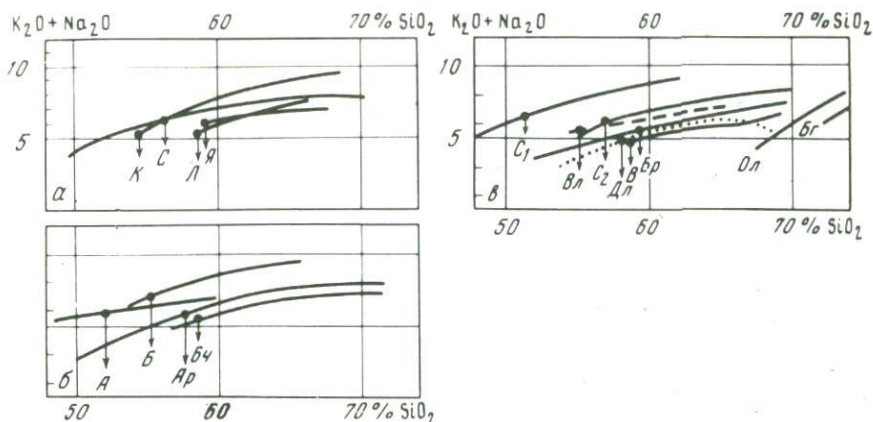


Рис. 12. Соотношение Ca-K-Na в породах Синегорской серии (1), Арминского (2), Дальнегорского (3), Березовского (4) комплексов, гранитах партизанской серии (5), богопольских и ольгинских порфирах (6)



Р и с. 13. Величина щелочно-известкового индекса (Пикока) верхнемеловых-палеогеновых интрузивных и вулканических пород Сихотэ-Алиня

а – массивы: К – Кировский, С – Синегорский, Л – Ливадийский, Я – Яковлевский; *б* – Главный синклиорий: А – Араратский вулcano-интрузивный комплекс, Б – Березовский, Ар – Арминский, Бч – Бачелазский, в – Восточный вулканический пояс: С – Самаргинский комплекс (С₁ – эффузивная, С₂ – интрузивная фация, по Симаненко, Федину, 1973), Вл – Владимирский массив, В – Валентиновский, Бр – Бринеровский, Дл – Дальнегорский комплекс, Ол – Ольгинский, Бг – Богопольский

и Кировского массивов, расположенных на границе известковых и щелочно-известковых серий. Эти массивы, лежащие в различных структурно-формационных зонах, приурочены к той же скрытой субширотной зоне, что и Араратский и Березовский комплексы, т.е. в проявлении гранитоидных пород повышенной щелочности наблюдается известная закономерность.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ ГРАНИТОИДОВ

Сравнительное изучение химических и физических свойств порообразующих минералов – важный элемент типизации магматических пород и определения физико-химических условий их кристаллизации. Поэтому необходимо изучение таких минералов, как роговая обманка и биотит, переменный состав которых позволяет индиферировать сходство и различия в условиях (температура, давление, активность щелочей) кристаллизации магматических расплавов, а также способствует решению вопросов формационной типизации гранитоидов, их происхождения и комагматичности с эффузивными образованиями. Изучение химического состава алюмосиликатов имеет существенное значение и в геохимическом отношении. Анализ распределения микроэлементов на основе изучения химического состава минералов-концентраторов является по существу единственной возможностью изучения поведения рудогенных элементов в процессе кристаллизации магматических расплавов.

Роговая обманка

Роговая обманка является наиболее ранним железо-магниевым силикатом гранитоидов, развитых в различных структурных зонах Сихотэ-Алиня. Наиболее широко она распространена в гранодиоритах, кварцевых монцонитах, диоритах и адалмеллитах Западно-Сихотэ-Алинского структурного шва, Главного синклиниория и Прибрежного антиклиниория; меньше — в Главном антиклиниории Сихотэ-Алиня и в зоне Центрального структурного шва (массивы Горный, Белогорский, Шумненский), где амфибол-биотитовые адалмеллиты слагают в основном приконтактные зоны. Изученные амфиболы, согласно классификации У.Ф. Дира, Р.А. Хауи и Д. Зусмана (1966), относятся к группе кальциевых роговых обманок. Химический состав амфиболов показан в табл. 8.

При сравнении диаграммы использованы наши данные по Восточно-Иульгинскому массиву (Чукотка), материалы А.А. Стрижковой (Левашев, Стрижкова и др., 1976; Стрижкова, 1975).

На диаграммах С.П. Кориковского, отражающих минеральный состав роговых обманок, практически все точки гранитоидов различных зон Сихотэ-Алиня группируются в пределах поля роговых обманок диоритов (рис. 14, 15). Такое положение фигуративных точек состава амфиболов двух основных групп гранитоидов (гранодиоритов—кварцевых монцонитов

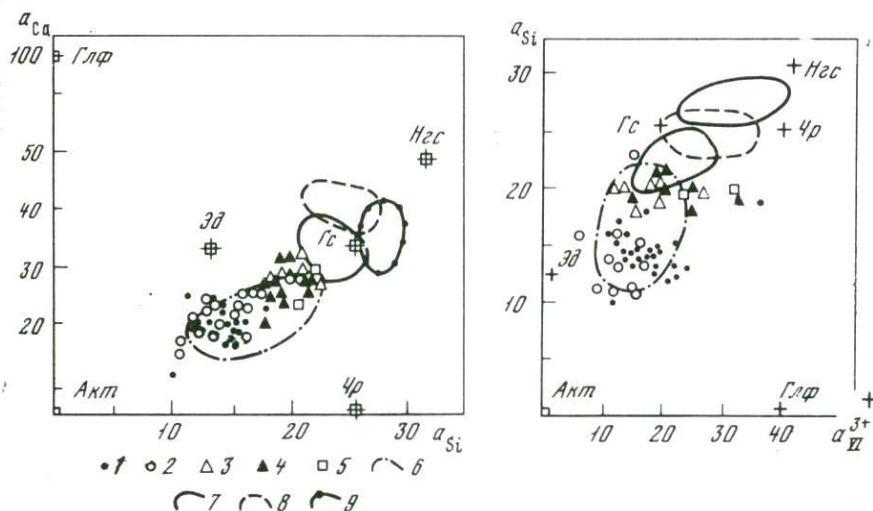


Рис. 14. Диаграмма $a_{Ca} - a_{Si}$ (Кориковский, 1968) для роговых обманок гранитоидов Сихотэ-Алиня

1 — синегорская серия, 2 — бачелазская, 3 — партизанская, 4 — приморская, 5 — Араратский массив, 6—9 — поля амфиболов (по С.П. Кориковскому) из диоритов (6), гранитов (7), нефелиновых сиенитов (8), щелочных габбро (9), Нгс — натрогастингсит, Гс — гастингсит, Чр — чермакит, Зд — эденит, Акт — актинолит, Глф — глаукофан

Рис. 15. Диаграмма $a_{Si} - a_{Si}^{3+}$ для роговых обманок

Усл. обозн. см. на рис. 14

Таблица 8

Химический состав роговых обманок верхнемеловых-палеогеновых магматических

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 42,14 | 46,57 | 47,80 | 45,80 | 47,20 |
| TiO ₂ | 2,33 | 0,97 | 1,23 | 3,63 | 1,44 |
| Al ₂ O ₃ | 12,37 | 7,38 | 7,15 | 6,43 | 7,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,49 | 3,58 | 3,86 | 3,71 | 6,83 |
| FeO | 6,17 | 11,43 | 11,39 | 12,60 | 7,90 |
| MnO | 0,23 | 0,23 | 0,51 | 0,52 | 0,60 |
| MgO | 12,71 | 13,08 | 12,21 | 12,00 | 12,61 |
| CaO | 12,20 | 11,44 | 10,64 | 11,20 | 11,13 |
| K ₂ O | 0,96 | 0,54 | 0,96 | 0,57 | 1,09 |
| Na ₂ O | 1,29 | 0,90 | 1,10 | 1,00 | 0,95 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,90 | 0,12 | 0,17 | 0,45 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,00 | 1,20 | 1,10 | 1,00 |
| H ₂ O ⁺ | 3,13 | 2,77 | 1,93 | 1,17 | 1,73 |
| F | 0,19 | 0,39 | 0,30 | 0,54 | 0,24 |
| Σ | 100,38 | 100,18 | 100,40 | 100,44 | 100,19 |
| F ₂ = O | 0,08 | 0,16 | 0,13 | 0,23 | 0,10 |
| Σ ₁ | 100,30 | 100,02 | 100,27 | 100,21 | 100,09 |

пород Сихотэ-Алиня (аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина)

| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| | 47,05 | 45,50 | 46,55 | 47,21 | 46,89 | 45,34 |
| | 1,70 | 2,69 | 1,50 | 1,29 | 1,12 | 1,16 |
| | 6,85 | 6,52 | 7,22 | 6,93 | 7,01 | 8,00 |
| | 5,33 | 5,94 | 6,65 | 5,88 | 5,71 | 5,28 |
| | 10,15 | 11,90 | 8,87 | 8,88 | 10,11 | 11,45 |
| | 0,55 | 0,62 | 0,55 | 0,46 | 0,53 | 0,56 |
| | 12,39 | 11,40 | 12,51 | 12,98 | 12,66 | 11,28 |
| | 10,64 | 11,20 | 10,57 | 11,13 | 10,58 | 10,65 |
| | 0,80 | 0,57 | 1,00 | 0,59 | 0,94 | 0,59 |
| | 1,10 | 1,00 | 0,90 | 1,09 | 0,90 | 0,80 |
| | 0,18 | 0,17 | 0,44 | 0,27 | 1,08 | 1,27 |
| | 1,10 | 1,10 | 0,95 | 0,39 | 0,09 | 0,21 |
| | 1,37 | 1,27 | 2,09 | 2,51 | 2,31 | 3,24 |
| | 0,48 | 0,40 | 0,48 | 0,32 | 0,32 | 0,49 |
| | 100,33 | 100,06 | 100,28 | 99,93 | 100,25 | 100,32 |
| | 0,20 | 0,17 | 0,20 | 0,13 | 0,13 | 0,21 |
| | 100,13 | 99,89 | 100,08 | 99,80 | 100,12 | 100,11 |

Таблица 8 (продолжение)

| Оксид | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 45,49 | 45,89 | 45,81 | 45,61 | 46,80 |
| TiO ₂ | 1,31 | 1,26 | 1,73 | 1,74 | 1,23 |
| Al ₂ O ₃ | 7,14 | 6,51 | 7,00 | 7,50 | 7,48 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,98 | 2,61 | 4,31 | 4,26 | 3,93 |
| FeO | 11,18 | 11,19 | 12,80 | 11,62 | 12,70 |
| MnO | 0,52 | 0,30 | 0,56 | 0,43 | 0,82 |
| MgO | 11,68 | 13,10 | 12,05 | 12,32 | 11,39 |
| CaO | 11,23 | 13,24 | 10,77 | 10,84 | 11,03 |
| K ₂ O | 0,72 | 0,63 | 0,85 | 0,53 | 0,87 |
| Na ₂ O | 0,85 | 0,50 | 1,02 | 1,24 | 1,06 |
| P ₂ O ₅ | 1,25 | 0,30 | 0,79 | 0,74 | 0,17 |
| H ₂ O ⁻ | 0,05 | 0,34 | 0,00 | 0,38 | 0,00 |
| H ₂ O ⁺ | 2,42 | 4,07 | 2,15 | 2,62 | 2,62 |
| F | 0,52 | 0,00 | 0,16 | 0,00 | 0,29 |
| Σ | 100,34 | 99,94 | 100,00 | 99,83 | 100,39 |
| F ₂ = O | 0,22 | 0,00 | 0,07 | - | 0,12 |
| Σ ₁ | 100,12 | 99,94 | 99,93 | - | 100,27 |

| | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| | 47,28 | 48,00 | 46,50 | 45,58 | 45,54 | 47,24 |
| | 0,97 | 0,90 | 1,35 | 1,39 | 1,20 | 0,95 |
| | 6,06 | 6,96 | 7,30 | 6,94 | 7,83 | 6,36 |
| | 4,30 | 1,24 | 3,28 | 2,34 | 3,64 | 1,86 |
| | 13,77 | 14,65 | 13,57 | 14,24 | 13,77 | 14,76 |
| | 0,54 | 0,50 | 0,51 | 0,60 | 0,33 | 0,56 |
| | 10,85 | 11,58 | 11,09 | 11,43 | 11,90 | 11,74 |
| | 11,46 | 10,76 | 10,51 | 9,99 | 9,99 | 10,71 |
| | 0,65 | 0,46 | 0,85 | 1,24 | 0,62 | 0,70 |
| | 0,91 | 0,65 | 0,75 | 1,09 | 0,80 | 1,10 |
| | 0,09 | 0,64 | 0,21 | 0,73 | 0,69 | 0,68 |
| | 0,00 | 0,42 | 0,00 | 0,42 | 0,09 | 0,27 |
| | 2,84 | 2,78 | 3,96 | 3,55 | 3,07 | 2,98 |
| | 0,18 | 0,00 | 0,00 | 0,35 | 0,20 | 0,19 |
| | 99,90 | 99,54 | 99,88 | 99,89 | 99,67 | 100,10 |
| | 0,08 | - | - | 0,15 | 0,08 | 0,08 |
| | 99,82 | - | - | 99,74 | 99,59 | 100,02 |

Таблица 8 (окончание)

| Окисел | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 42,73 | 41,88 | 41,26 | 43,03 | 39,51 | 40,33 |
| TiO ₂ | 1,59 | 1,28 | 1,37 | 1,36 | 1,92 | 2,16 |
| Al ₂ O ₃ | 9,42 | 9,02 | 10,07 | 9,31 | 9,36 | 8,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,76 | 11,26 | 5,96 | 6,06 | 6,42 | 6,10 |
| FeO | 14,56 | 11,76 | 18,76 | 16,19 | 19,98 | 19,57 |
| MnO | 0,67 | 0,54 | 0,88 | 0,68 | 0,90 | 0,90 |
| MgO | 8,33 | 8,05 | 4,81 | 7,46 | 5,71 | 5,45 |
| CaO | 11,09 | 10,62 | 10,18 | 10,26 | 9,36 | 9,48 |
| K ₂ O | 0,89 | 0,76 | 1,19 | 0,97 | 1,21 | 1,43 |
| Na ₂ O | 1,42 | 1,46 | 1,83 | 1,54 | 1,39 | 1,44 |
| P ₂ O ₅ | 0,94 | 0,37 | 0,40 | 0,58 | 0,75 | 0,71 |
| H ₂ O ⁻ | 0,05 | 0,15 | 0,30 | 0,05 | 0,00 | 0,00 |
| H ₂ O ⁺ | 2,40 | 2,79 | 2,73 | 2,68 | 3,15 | 2,85 |
| F | 0,00 | 0,23 | 0,67 | 0,24 | 0,83 | 0,86 |
| Σ | 99,85 | 100,17 | 100,41 | 100,41 | 100,49 | 100,18 |
| F ₂ = O | | 0,10 | 0,28 | 0,10 | 0,35 | 0,36 |
| Σ ₁ | | 100,07 | 100,13 | 100,31 | 100,14 | 99,82 |

Примечание. Известково-щелочная ассоциация. Зона Западного Сихотэ-Алинского шва, Синегорский массив: 1 – оливин-роговообманковое габбро, левый борт р. Вишневка (обр. Л-473); 2–3 – биотит-роговообманковый кварцевый монцит, в 2 км от зоны контакта (обр. Л-240-1, Л-216-1); 4 – пироксеносодержащий мелкозернистый диорит – включение в кварцевом монците эндоконтактной зоны массива (обр. Л-228); 5 – роговообманково-биотитовый шпир (Л-238); 6 – кварцевый монцит (обр. Л-214); 7 – мелкозернистый диорит – включение в гранодиорите (обр. Л-214-1); 8 – гранодиорит, в 3 км от зоны контакта массива (обр. Л-220); 9 – шпировый микроклиновый гранит зоны эндоконтакта (обр. Л-1363). Яковлевский массив: 10 – гранодиорит (обр. Л-614). Кировский массив: 11, 12 – кварцевый монцит (обр. Л-657, Л-659), 13 – роговообманковое габбро (обр. Л-1057). Южно-Приморская зона. Ливадийский массив: 14 – биотит-роговообманковый кварцевый монцит, 15 – мелкозернистое габбро включение (обр. Л-724). Главный синклиорий Сихотэ-Алиния. Дальненский мас-

и адамеллитов) косвенно свидетельствует о их возможной генетической близости (например, при кристаллизационной дифференциации известково-щелочных магм). Роговые обманки этих групп близки по степени замещения двухвалентных металлов трех- и четырехвалентными. Кристаллохимические различия роговых обманок гранодиорит-кварцевых монцитов и адамеллитов проявляются в степени замещения Si → Al в тетраэдре. Вместе с тем точки на диаграммах С.П. Кориковского фиксируют и различие состава роговых обманок этих групп гранитоидов. Роговые обманки гранодиоритов и кварцевых монцитов отличаются меньшей степенью замещения кальция натрием и калием, а также кремния алюминием в тетраэдре. Минеральный состав этих роговых обманок определяется присутствием актинолитовой молекулы наряду с эденитовым и чермакитовым компонентами. А в роговых обманках адамеллитов допол-

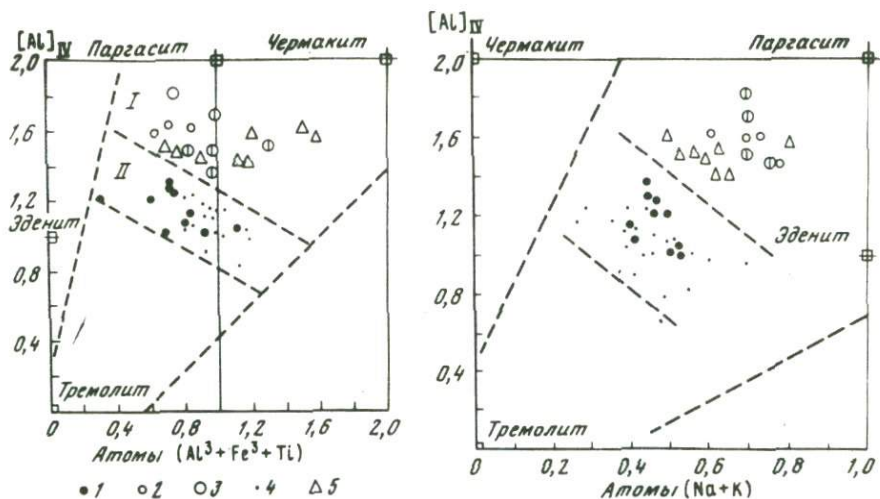
| | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 |
|--|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
| | 42,24 | 43,58 | 41,49 | 42,44 | 42,26 | 42,72 |
| | 1,47 | 1,49 | 1,86 | 1,76 | 1,85 | 6,36 |
| | 10,27 | 8,43 | 8,19 | 9,24 | 10,16 | 4,62 |
| | 1,34 | 5,63 | 8,54 | 10,90 | 7,80 | 5,51 |
| | 19,51 | 13,43 | 13,43 | 9,20 | 9,05 | 14,00 |
| | 0,71 | 0,67 | 0,86 | 0,85 | 0,33 | 0,57 |
| | 7,58 | 11,23 | 10,45 | 10,27 | 12,51 | 11,88 |
| | 10,68 | 9,76 | 9,64 | 9,89 | 10,29 | 10,76 |
| | 0,92 | 1,18 | 1,30 | 0,79 | 1,19 | 0,89 |
| | 1,15 | 1,21 | 1,08 | 1,42 | 1,70 | 0,82 |
| | 0,41 | 0,49 | 0,50 | 0,50 | 0,52 | 0,09 |
| | 0,09 | 0,00 | 0,30 | 0,00 | 0,11 | 0,00 |
| | 3,26 | 2,42 | 2,10 | 2,66 | 2,06 | 2,07 |
| | 0,32 | 0,36 | 0,33 | 0,24 | 0,00 | 0,19 |
| | 99,95 | 100,08 | 100,07 | 99,86 | 99,83 | 100,48 |
| | 0,13 | 0,15 | 0,14 | 0,10 | — | 0,08 |
| | 99,82 | 99,93 | 99,93 | 99,76 | 99,83 | 100,40 |

сив: 16–18 – мелкозернистый диорит – включения в кварцевом монците (обр. Л-255-1, Л-258-1, Л-362-1), 19 – кварцевый монцит, эндоконтактный (обр. Л-353), 20–22 – кварцевые монциты различных гипсометрических уровней массива (обр. Л-289, Л-293, Л-296). Прибрежное антиклинальное поднятие. Валентиновский массив: 23 – гранодиорит биотит-роговообманковый (обр. Л-823); 24–26 – адамеллит-биотит-роговообманковый, северная часть массива (обр. Л-824, Л-850, АК-1); 27 – адамеллит, южная часть массива (обр. Л-849), 28 – роговообманково-плагиоклазовый шпир (обр. А-849-ш), 29 – адамеллит (обр. Л-54). Владимирский массив: 30 – мелкозернистое кварцевое габбро – включение в гранодиорите (обр. Л-930), 31–32 – гранодиорит (обр. Л-929, Л-927).

Щелочно-известковая ассоциация. Араратский комплекс; 33 – роговообманковый сиенит – ксенолит в трахиандезито-базальте, р. Падь Широкая (обр. Л-2177), 34 – монцит, эндоконтактная зона Араратского массива (обр. Л-2231).

нительно к эденитовому и чермакитовому миналам отмечается гастингситовая составляющая.

Эти характерные особенности групп, принадлежащих к "диоритовому" классу, вполне отчетливо проявляются и на классификационных диаграммах Дири–Хауи–Зусмана (1966). Соотношение некоторых важнейших компонентов кристаллохимических формул показывает, что роговые обманки разделяются в основном по содержанию Al_{IV} и K + Na (рис. 16, 17). В роговых обманках адамеллитовой ассоциации содержание Al_{IV} (1,7–1,4 ф.е.) выше, чем в кальциевых амфиболах гранодиоритов и кварцевых монцитов (1,3–0,8 ф.е.). Столь же характерно снижение в этом направлении калия и натрия, замещающих в обменном слое амфиболов кальций. Степень замещения Si → Al зависит от температуры (Смит, 1968), следовательно, относительно высокая степень замещения кремния алюми-



Р и с. 16. Диаграмма составов роговых обманок, выраженных в количествах атомов $(Al^{3+} + Fe^{3+} + Ti)$ и Al_{IV} на формульную единицу (Дир и др., 1965)

1 – роговые обманки гранодиоритов и кварцевых монцонитов Главного синклинория, 2 – адамеллитов Арминского блока, 3 – адамеллитов Главного антиклинория и зоны Центрального шва, 4 – гранодиоритов и кварцевых монцонитов синегорской серии, 5 – диоритов, гранодиоритов и адамеллитов приморской серии

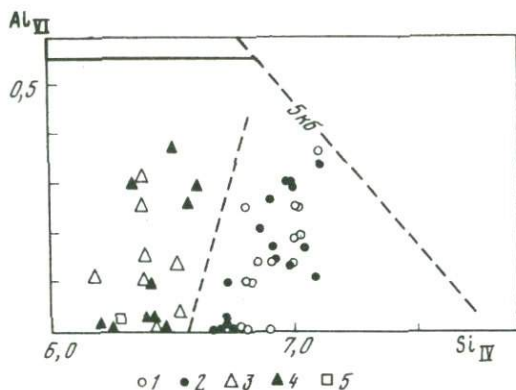
Р и с. 17. Диаграмма составов роговых обманок в координатах $Al_{IV} - (Na + K)$
Усл. обозн. см. на рис. 16

нием в роговых обманках адамеллитовой группы указывает на более высокотемпературные условия их кристаллизации по сравнению с температурой кристаллизации роговых обманок гранодиоритов и кварцевых монцонитов.

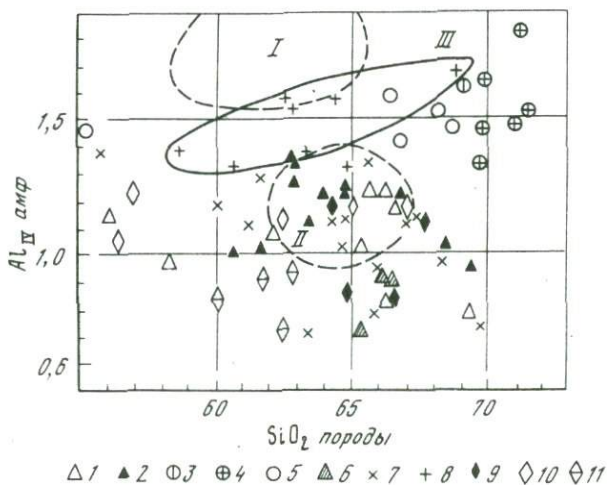
Характер вхождения алюминия в октаэдр амфиболов, как показало изучение кальциевых амфиболов метаморфических пород, служит показателем давления. На диаграмме $Al_{VI} - Si_{IV}$ точки состава роговых обманок гранитоидов различных зон Сихотэ-Алиня располагаются в пределах поля амфиболов, образовавшихся при давлении ниже 5 кбар (рис. 18). С учетом геологических данных можно заключить, что гранитоиды различных зон Сихотэ-Алиня принадлежат к типу малоглубинных пород, кристаллизовавшихся в приповерхностных условиях.

Сравнение состава роговых обманок гранитоидов некоторых районов Тихоокеанского пояса с соответствующими минералами островных и континентальных андезитов (Jakes, White, 1971) представило весьма интересную картину.

На диаграмме (рис. 19), характеризующей содержания Al_{IV} в Po генетически различных групп пород, большинство точек амфиболов попало в пределы поля II, что соответствует уровню $[Si \rightarrow Al]$ -замещений роговых обманок континентальных средних (61–66 SiO_2) вулканитов. В эту группу вошли роговые обманки гранодиоритов Главного синклинория Сихотэ-Алиня, обрамления древнего Ханкайского массива, а также



Р и с. 18. Диаграмма $Al_{IV}-Al_{VI}$ для роговых обманок гранитоидов синегорской (1), бачалазской (2), партизанской (3) и приморской (4) серий, 5 – Араратский комплекс. Левое поле отвечает составу роговообманковых адамеллитов, правое – гранодиоритов и кварцевых монцонитов



Р и с. 19. Соотношение между Al_{IV} амфиболов и SiO_2 в некоторых гранитоидах Тихоокеанского подвижного пояса

Поле I – континентальные; поле II – океанические андезиты (Gakes, White, 1972), поле III – гранитоиды Сен-Андреас (Dodge e. a., 1971); 1 – гранодиориты обрамления Ханкайского массива, 2 – гранодиориты и 3 – адамеллиты Главного синклиналия, 4 – адамеллиты Главного антиклиналия Сихотэ-Алиня, 5 – гранитоиды Пограничной зоны (приморская серия), 6 – гранодиориты Восточно-Иультинского массива (Чукотка), 7 – батолит Сьерра-Невада (Dodge e. a., 1968), 8 – интрузивы разлома Сен-Андреас (Dodge e. a., 1971); 9 – гранитоиды Южного Верхоянья (Гринберг и др., 1970), 10 – массивы Тоно и Касенгава и 11 – Хирота, Япония (Kanisawa, 1972)

гранитоидов Тоно и Касенгава в Японии (Kanisawa, 1972) и батолита Сьерра-Невада в США (Dodge e.a., 1968). Более низким Al_{IV} отличаются Po сопоставимых по SiO_2 пород Хирота из Японии (Kanisawa, 1972), большая часть амфиболов интрузивов Верхоянья (Гринберг и др., 1970) и Восточно-Иультинского массива на Чукотке.

Иное положение заняли на диаграмме точки роговых обманок гранитоидов приморской серии, адамеллитов Главного синклиория и Главного антиклиория Сихотэ-Алиня (см. рис. 19). По количеству входящего в тетраэдр Al они занимают промежуточное положение между амфиболами континентальных и океанических андезитов, но значительно ближе к составу океанических андезитов и ложатся на продолжении тренд-зоны роговых обманок интрузивов Сен-Андреасского разлома (Dodge e.a., 1968).

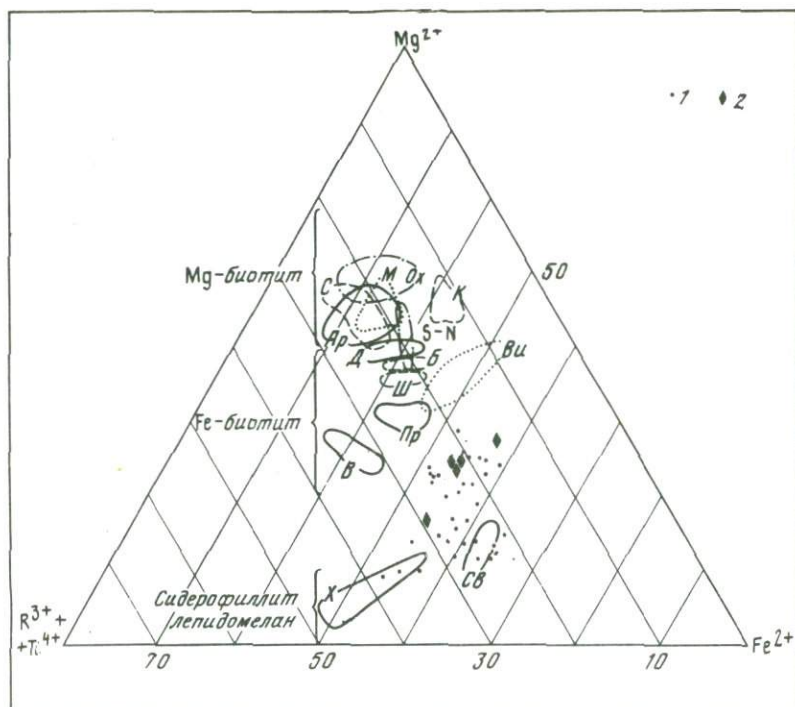
Таким образом, роговые обманки пород типичных для Сихотэ-Алиня магматических ассоциаций различаются по общему химическому составу и, что особенно важно, степени ($Si \rightarrow Al$) $_{IV}$ -замещений в тетраэдре. Это качественно характеризует температуры расплавов в период кристаллизации наиболее ранней водосодержащей минеральной фазы (Po). По этому признаку выделяются: относительно высокотемпературные Po с повышенным содержанием Al_2O_3 , щелочей и железа (адамеллитовая ассоциация); более низкотемпературные Po с высоким содержанием Mg , пониженным — Fe и щелочей (гранодиорит-кварцмонцитовая ассоциация). В связи с этим соотношение Fe и Mg в роговых обманках представляется параметром, не зависящим от температуры кристаллизации. По-видимому, оно определялось их концентрацией в расплавах Fe и Mg или регулировалось составом, скоростью и количеством продуктов, аккумулированных в ходе продвижения магм к поверхности.

Изложенные материалы позволяют полагать, что роговые обманки гранитоидных серий Сихотэ-Алиня отвечают по составу породам диорит-гранитного ряда нормальной щелочности, т.е., вероятно, служат производными известково-щелочных магм. Различное содержание тетраэдрического алюминия в амфиболах пород гранодиоритовой и адамеллитовой ассоциаций свидетельствует о температурных различиях исходных для них магматических расплавов. Возможно, что во втором случае температура выплавления исходных расплавов была выше, что обеспечивало формирование относительно кислых магм андезит-дацитового состава.

Биотит

Биотит является самым распространенным Fe - Mg алюмосиликатом гранитоидов. Структурные особенности и широкие вариации состава, допускающие накопление многих микроэлементов, предопределили особый интерес к этому минералу. Биотит — чуткий индикатор режима кислотности-щелочности кристаллизации расплавов (Маракушев, Тарарин, 1965), в связи с чем незаменим при анализе поведения рудных элементов в ходе кристаллизации магм разного состава.

Содержание биотита в гранитоидах различных зон Сихотэ-Алиня варьирует в весьма широких пределах: в гранодиоритах и кварцевых монцити-

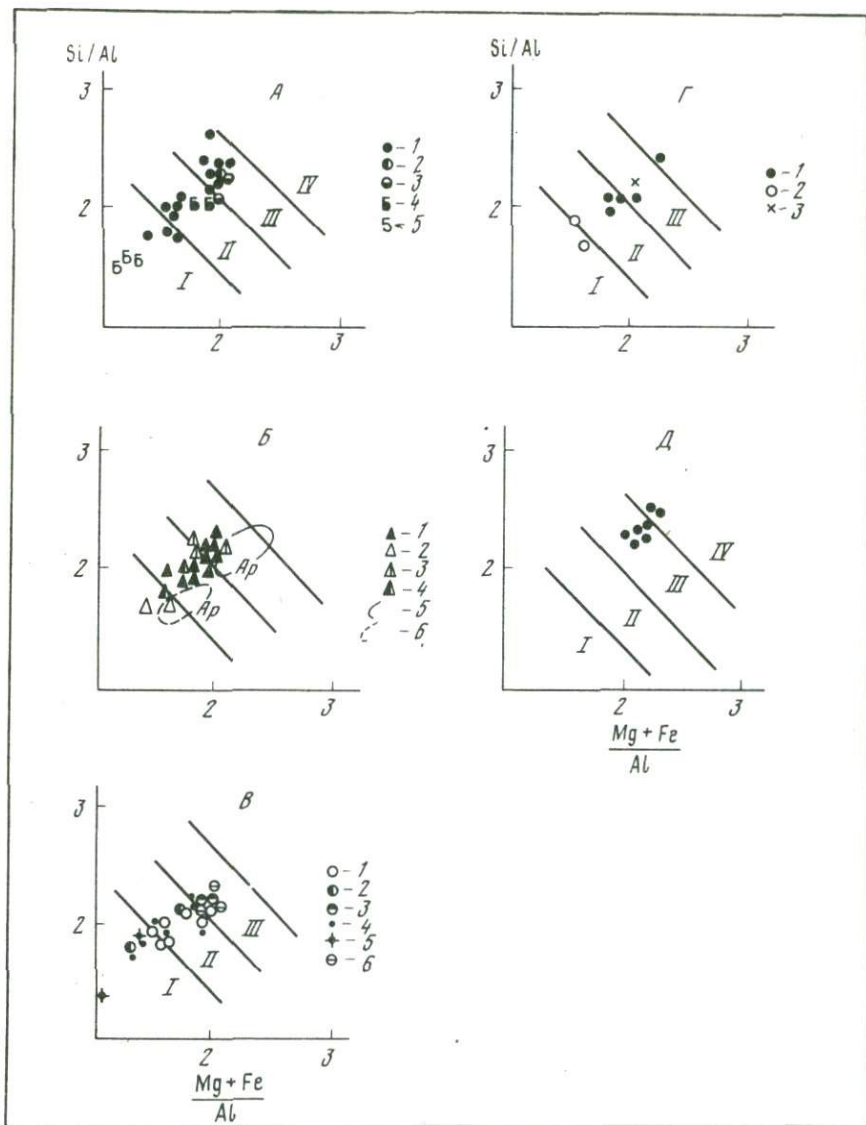


Р и с. 20. Диаграмма составов $Mg^{2+} - Fe^{2+} - (R^{3+} + Ti^{4+})$ биотитов гранитоидов Сихотэ-Алиня и некоторых других районов Тихоокеанского подвижного пояса

Поля состава биотитов: Ар – гранодиоритов и кварцевых монзонитов Арминского комплекса, С – Синегорского, М – Магаданского, Ох – Охотского, Д – Дальненского, S-N – Сьерра-Невадского батолита, К – Камчатка (габбро-гранодиоритовая формация), Б – монзониты и граносиениты Березовского массива, Ш – биотитроговообманковые адамеллиты Шумненского массива, Ви – адамеллиты Вилигинского массива, Пр – диоритов и адамеллитов Владимирского и Валентиновского массивов, В – биотитовых адамеллитов Водопадненского массива, Св – гранитов Светлинского массива, Х – анатектитов из протерозойских гнейсов Ханкайского массива. Точки составов: 1 – адамеллитов и гранитов Средне-Арминского массива, 2 – адамеллитов Горного и Белогорского массивов (по А.А. Стрижковой)

тах 7–13%, в адамеллитах 4–10, гранитах 3–5, лейкогранитах 1–2%. Значителен и диапазон его состава от магнезиальных до высокожелезистых разновидностей в соответствии с уменьшением основности пород.

На диаграмме Е. Хейнриха $Mg^{2+} - Fe^{2+} + Mn - R^{3+}$ (рис. 20) точки отражающие состав биотитов гранитоидов Сихотэ-Алиня, образуют три группировки. В магнезиальной области диаграммы (Mg-биотиты) расположены точки биотитов гранодиоритов и кварцевых монзонитов (синегорская серия, Арминский и Дальненский комплексы). Этому полю соответствует и состав слюд охотских гранитоидов (данные А.А. Стрижковой), Верхоянья (Гринберг и др., 1970), пород габбро-гранодиоритовой и частично габбро-плагиогранитной формаций Камчатки (Оптические свойства ..., 1967), Сьерра-Невадского батолита (Dodge e.a., 1968). Несколько ниже этого



Р и с. 21. Диаграмма составов (Маракушев, Тарарин, 1965) биотитов гранитоидов Сихотэ-Алиния

А - зона Западно-Сихотэ-Алинского шва: 1 - Синегорский, 2 - Яковлевский, 3 - Кировский массивы Бикинская зона: 4 - Бикинский (кварцевые монзониты), 5 - Бирушкинский массивы (двуслюдяные граниты). Б - зона Главного синклинория Сихотэ-Алиния: 1 - Дальненский (кварцевые монзониты, микроклиновые шпировые граниты, лейкограниты), 2 - штот Восточный (биотитовые адамеллиты), 3 - Березовский массив (граносиениты), 4 - Шумненский (биотит-роговообменные адамеллиты), 5-6 - Арминский комплекс: гранодиориты и кварцевые монзониты (5), граниты (6). В - Южно-Приморская зона: 1 - Водопаденский массив (биотитовые адамеллиты), 2 - Светлинский (граниты), 3 - Лазовский

поля, непосредственно примыкая к нему, группируется состав слюд адамеллитов Шумненского и гранодиоритов Березовского массивов. В переходной области от Mg-биотитов к Fe-биотитам ложатся точки состава биотитов пород приморской серии и адамеллитов Водопадненского интрузива. Сидерофиллит-лепидомелановому полю диаграммы соответствует состав слюд среднеарминских гранитов (Стрижкова, 1975), кислых пород Светлинского и Беневского массивов Южно-Приморской зоны.

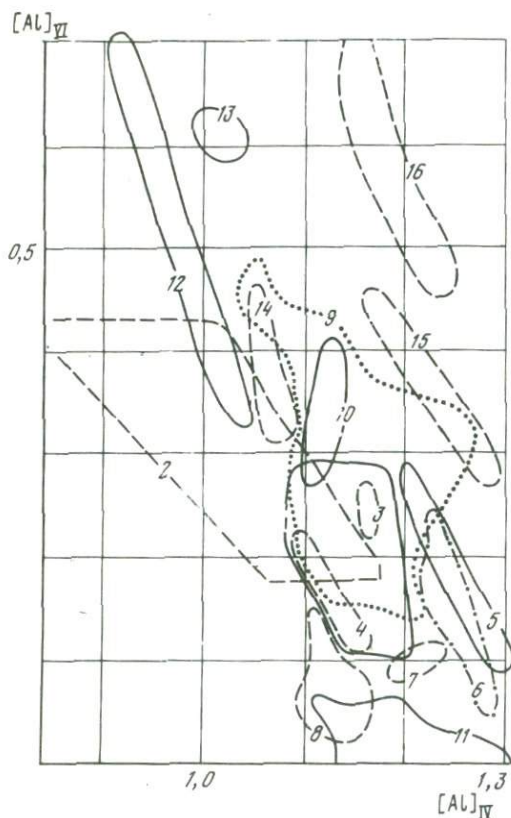
Из приведенных данных видно, что состав биотитов в целом изменяется в соответствии с изменением основности пород. На диаграмме достаточно четко обособляются биотиты гранодиоритов-кварцевых монцонитов и адамеллитов, пречем первые по составу близки к слюдам диоритовой группы, вторые занимают промежуточное положение между диоритами и гранитами (Engel, Engel, 1960). Вариации состава обусловлены главным образом различиями в соотношении магния и железа: количество высокозарядных катионов $[Al^{3+} + Fe^{3+} + Ti^{4+}]_{VI}$ изменяется незначительно, хотя в биотитах гранодиоритов и кварцевых монцонитов наблюдается увеличение их содержания. В группе адамеллитов подобное увеличение характерно только для биотитов Водопадненского массива и связано с возросшей ролью Al_{VI} и Fe в октаэдре.

На диаграмме $Si/Al - (Mg + Fe)/Al$ (рис. 21) точки составов биотитов гранитоидов Сихотэ-Алиня располагаются в основном в пределах II и III полей щелочности (Маракушев, Тарарин, 1965). Такая группировка фигуративных точек показывает весьма сходные, независимо от состава, основности и общей щелочности пород, условия кристаллизации биотитов в интрузивах различных зон Сихотэ-Алиня. Достаточно близкими по составу оказываются биотиты гранодиоритов, кварцевых монцонитов и адамеллитов. Однако состав малоглиноземистых биотитов адамеллитов Белогорского и Горного массивов Главного антиклинория, как показал анализ, соответствует III и IV полям щелочности рассматриваемой диаграммы.

Глиноземистость биотитов — не только показатель щелочности, но и температуры. В высокотемпературных условиях большая часть глинозема расходуется на кристаллизацию анортита, что ведет к обеднению им железо-магнезиальных силикатов. Близкие значения глиноземистости биотитов гранодиоритов (кварцевых монцонитов) и адамеллитов указывают на сходные температурные условия их кристаллизации. Поэтому адамеллиты нельзя рассматривать как фаціальную разновидность гранодиоритов. В случае прямой комагматичности этих пород в адамеллитах, очевидно, кристаллизовался бы более глиноземистый (низкотемпературный) биотит. В целом же перекрытие полей биотитов гранитоидов разного состава свидетельствует о близости их кристаллизации — в близповерхностных интрузивных камерах.

(Окончание подписи к рис. 21)

(биотитовые адамеллиты), 4 — Беневской (граниты, аплитовидные граниты), 5 — Успенский (двуслюдяные граниты), 6 — Ливадийский (гранодиориты). Г — Прибрежный антиклинорий: 1 — Валентиновский (диориты, адамеллиты биотит-роговообманковые), 2 — Владимирский (биотит-роговообманковые адамеллиты), 3 — Опричининский массив (граниты). Д — Главный антиклинорий: биотит-роговообманковые адамеллиты Белогорского и Горного массивов (по А.А. Стрижковой)



Р и с. 22. Распределение алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позиции слюды

Поля гранодиоритов: 1 – гранодиоритов–кварцевых монцонитов (Яковлевский, Кировский, Ливадийский, Нижнеарминский, Присковый), 2 – кварцевые монцониты, Синегорский массив, 3 – гранодиориты, Магаданский массив, 4 – гранодиориты, кварцевые монцониты, Восточно-Иультинский массив (Чукотка). Поля адамеллитов: 5 – Беневский, 6 – Водопадненский, 7 – Лазовский, 8 – Горный, Белогорский, 9 – Средне-Арминский, 10 – Владимирский, 11 – Вилигинский (Омсуханский район) массив. Поля гранитов: 12 – Светлинский, 13 – Беневский, 14 – Западно-Иультинский (Чукотка). Фации среднеглубинных гранитоидов: 15 – биотитовые адамеллиты штока Восточного, 16 – двуслюдяные граниты Бирушкинского массива

Относительная (качественная) оценка температуры и давления кристаллизации слюды может быть получена при анализе распределения алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях. Индикаторные свойства алюминия основываются в данном случае на следующих кристаллохимических постулатах: увеличение давления способствует вхождению алюминия в октаэдрическую координацию; возрастание температуры благоприятствует замещению кремния алюминием в тетраэдре (Смит, 1968).

Биотиты гранодиоритов, кварцевых монцонитов и диоритов характеризуются минимальными вариациями содержания Al_{IV} и Al_{VI} . На диаграмме, показывающей количественные соотношения тетраэдрического и октаэдрического алюминия, фигуративные точки составов слюды этих пород группируются в пределах поля, ограниченного величинами 1,1–1,2 ф.е. Al_{IV} и 0,1–0,3 ф.е. Al_{VI} . В пределах этого поля сосредоточены точки биотитов Яковлевского, Кировского, Ливадийского, Прискового, Нижне-Арминского, Бикинского массивов в Приморье, а также слюды Восточно-Иультинского (Чукотка) и Инского (Охотский пояс) интрузивов. Таким образом, P – T условия кристаллизации биотитов повышенноосновных гранитоидов из различных зон Сихотэ-Алиня были весьма сходными и сопоставимы с таковыми условиями для слюды гранитоидов других районов Тихоокеанского подвижного пояса. Исключением являются биотиты

Синегорского интрузива, среди которых, наряду с обычными для гранодиоритовой ассоциации, встречаются слюды бедные Al_{IV} и богатые Al_{VI} . Их образование происходило при пониженной температуре и связано с увеличением давления флюидной фазы, чем, вероятно, и обусловлен переход алюминия из тетраэдрического положения в октаэдрическое.

Биотиты адамеллитов и гранитов значительно разнообразнее наблюдаемыми вариациями значений Al_{IV} и Al_{VI} . Поскольку все рассматриваемые гранитоиды представляют единую формацию малоглубинных гранитоидов, то естественно связывать вариации содержания Al_{VI} с изменением давления флюидной фазы, в результате чего происходит модификация структуры биотита; статическое давление в этом случае не играло роли. В качестве прямого доказательства этому можно сослаться на чрезвычайно широкое изменение соотношений Al_{IV} и Al_{VI} , фиксируемое, по данным А.А. Стрижковой, в биотитах гранитов Средне-Арминского массива (рис. 22).

Максимальные значения содержания тетраэдрического алюминия характерны для слюд эндоконтактных гранит-порфиров Беневского, биотитовых адамеллитов Водопадненского, роговообманковых адамеллитов Шумнинского и субинтрузивных гранит-порфиров Лазовского массива. Они представляют адамеллитовую ассоциацию и кристаллизовались при более высокой температуре ($Al_{IV} = 1,2-1,3 \text{ ф.е.}$), чем слюды гранодиоритов и кварцевых монзонитов.

Т а б л и ц а 9

Химический состав биотитов гранитоидов Бикинской зоны

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 36,27 | 34,83 | 36,24 | 35,77 | 35,81 |
| TiO ₂ | 4,45 | 4,62 | 4,41 | 4,99 | 5,47 |
| Al ₂ O ₃ | 19,34 | 18,38 | 20,13 | 14,87 | 14,58 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,07 | 1,35 | 3,33 | 4,25 | 5,23 |
| FeO | 17,47 | 16,94 | 14,37 | 15,14 | 13,31 |
| MnO | 0,19 | 0,20 | 0,48 | 0,84 | 0,30 |
| MgO | 8,14 | 8,94 | 7,43 | 10,46 | 11,83 |
| CaO | 0,27 | 0,58 | 0,41 | 1,30 | 1,11 |
| K ₂ O | 8,21 | 8,03 | 8,05 | 2,83 | 7,57 |
| Na ₂ O | 0,46 | 0,38 | 0,64 | 0,50 | 0,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,43 | 0,30 | 0,97 | 0,62 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,21 | 0,00 |
| H ₂ O | 4,70 | 4,18 | 4,16 | 2,41 | 2,88 |
| F | 0,17 | 0,31 | 0,32 | 0,46 | 0,57 |
| Σ | 99,89 | 99,57 | 100,27 | 100,00 | 99,78 |
| F ₂ = O | 0,07 | 0,13 | 0,13 | 0,19 | 0,24 |
| Σ ₁ | 99,77 | 99,44 | 100,14 | 99,81 | 99,54 |

Примечание. 1-3 - биотит-мусковитовый гранит (обр. Л-1103, Л-1005, О-1014), Бирушкинский массив; 4-5 - кварцевый монзонит (обр. Л-1027, Л-1031), Бикинский массив.

Промежуточное положение на диаграмме занимают точки состава биотитов монцонитов Березовского и диоритов и адамеллитов Валентиновского массивов. Биотиты Владимирского интрузива формировались при относительно низкой температуре и повышенном давлении флюида, чем слюды гранитоидов Валентиновского массива.

Итак, изменение соотношения Al_{IV} и Al_{VI} в целом носит взаимосвязанный характер: увеличение количества алюминия в октаэдре сопровождается уменьшением его содержания в тетраэдре, т.е. с понижением температуры кристаллизации расплавов возрастает давление флюидной фазы. Эта общая тенденция достаточно четко прослеживается при сравнении составов биотитов ряда пород уменьшающейся основности – от гранодиоритов (кварцевых монцонитов) к гранитам.

Особо выделяются высокоглиноземистые биотиты Бирушкинского массива (Бикинская зона) и штока Восточного (табл. 4 и 9), которые отличаются высоким содержанием алюминия и в тетраэдре, и в октаэдре. По-видимому, образование этих слюд происходило в высокотемпературных условиях при повышенном давлении флюида. Можно предположить, что в данном случае увеличение Al_{VI} является показателем более высокого статического давления, т.е. что эти гранитоиды формировались на большей глубине (фации средней глубинности), чем основная масса верхнемеловых-палеогеновых гранитоидов Сихотэ-Алиня. Но и в этом случае вариации содержания Al_{VI} в биотитах одного массива, несомненно, связаны с изменением давления флюидной фазы, поскольку трудно допустить возможность изменений общих статических нагрузок в ходе становления интрузивного тела сравнительно небольших размеров.

Изложенные материалы показывают, что соотношение Al_{IV} и Al_{VI} в слюдах может служить качественным показателем условий (температуры и давления) их формирования.

Биотиты глубинных гранитоидных образований, в отличие от железомagneзиальных слюд малоглубинных гранитоидов, характеризуются очень высоким содержанием октаэдрического алюминия и низким тетраэдрического. Однако, подобное соотношение определяется и для слюд малоглубинных гранитоидов – конечных продуктов дифференциации расплавов в близповерхностных магматических камерах. Следовательно, повышенное давление флюидной фазы способствует вхождению алюминия в шестерную координацию.

МАГМАТОГЕННАЯ ГЕОХИМИЯ ОЛОВА (по материалам Сихотэ-Алиня)

Широкие исследования по геохимии олова, особенно интенсивно проводившиеся в нашей стране в последние два десятилетия, подчинялись, на наш взгляд, двум основным задачам: изучению геохимической цикличности олова как основы металлогенического прогнозирования оловоносных территорий и выявлению прямых геохимических признаков связи оловорудных месторождений с магматическими породами. Именно на примере олова было показано (Барсуков, Павленко, 1956; Барсуков, 1957), что рудоносные граниты, с которыми связано формирование рудных месторождений, могут в ряде случаев отличаться повышенной концентрацией главного рудного компонента.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЛОВА В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Распределения олова в осадочных породах Сихотэ-Алинской складчатой области интересно в связи с предположением о формировании гранитоидов, в первую очередь, зоны Главного синклинория в результате палингенового плавления не только метаморфических пород цоколя, но и залегающих выше осадочно-вулканогенных верхнепалеозойских и даже мезозойских образований (Говоров и др., 1970). Породы Сихотэ-Алинской складчатой области, как видно из данных М.А. Михайлова, представляющих региональный фоновый уровень распространенности олова в осадочных и вулканогенных породах геосинклинальных комплексов (Левашев и др., 1976), характеризуются повышенной зараженностью оловом — 2,5–7,5 г/т — по сравнению с вулканогенно-осадочными комплексами Монголо-Охотской складчатой области, в которых среднее содержание олова оценивается в 1,2–1,6 г/т (табл. 10–11). Столь контрастное различие уровней накопления объясняется, по мнению И.Н. Говорова (1973), неодинаковой обогащенностью оловом пород, слагающих области размыва. Для геосинклинальных зон Сихотэ-Алиня это богатые Sn метаморфиты Ханкайского массива, а в пределах Монголо-Охотского пояса источником терригенного материала, служит вероятно, Буреинский массив, фундамент которого сложен метаморфическими породами с низким содержанием Sn — 1,0–4,5 г/т (Бровчук, Миронюк, 1969).

Таблица 10-11

Кларковые содержания олова в геосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексах Дальнего Востока

| Формационный комплекс (возраст) | Sn, г/т |
|---|---------|
| <i>Сихотэ-Алинская складчатая область</i> | |
| Вулканогенно-кремнисто-терригенный Главного антиклинория (PZ ₃) | 3,5 |
| Вулканогенно-кремнисто-терригенный Прибрежного антиклинория (PZ ₃) | 2,7 |
| Вулканогенно-терригенный Уссурийской зоны (PZ ₃) | 5,3 |
| Вулканогенно-терригенный Западно-Приморской зоны (PZ ₂) | 6,0 |
| Вулканогенно-карбонатно-терригенный Западно-Приморской зоны (PZ ₃) | 6,0 |
| Терригенный Южно-Приморской зоны (P) | 2,5 |
| Вулканогенно-кремнисто-терригенный южной части Главного синклинория (T-J) | 4,1 |
| Вулканогенно-кремнисто-терригенный северной части Главного синклинория (T-J) | 6,6 |
| Терригенный южной части Главного синклинория (K) | 4,6 |
| Терригенный северной части Главного синклинория (K) | 6,1 |
| Вулканогенно-кремнисто-терригенный южной части Амгуньско-Горинского прогиба (T-J) | 7,5 |
| Терригенный северной части Амгуньско-Горинского прогиба (K) | 1,5 |
| <i>Монголо-Охотская складчатая зона</i> | |
| Вулканогенно-кремнисто-терригенный Джагдинской зоны (PZ ₃) | 1,6 |
| Вулканогенно-кремнисто-терригенный Тугуро-Немиленской зоны (PZ ₂₋₃) | 1,4 |
| Терригенный Тугуро-Немиленской зоны (T-J) | 1,2 |

Существенное обогащение оловом геосинклинальных образований Сихотэ-Алиния связано прежде всего с формированием геосинклинальных вулканогенных пород, что отчетливо видно на распределении Sn в породах Амгуньского-Горинского прогиба.

Выявление В.Л. Барсуковым и Н.А. Дурасовой (1966) высоких концентраций Sn в спилитах и диабазах Горинского синклинория показало, что геохимическая специализация магматических комплексов может проявляться на самых ранних этапах заложения и формирования структурно-фациальных зон Дальнего Востока, в какой-то мере определяя их последующие металлогенические особенности и контролируя размещение оловорудных узлов. Поскольку породы офолитовых комплексов несомненно являются производными глубинных базальтоидных магм, их обогащенность оловом позволяет рассматривать мантию и происходящие в ней процессы в качестве важного (если не главного) поставщика олова при

формировании оловорудных месторождений Дальнего Востока (Барсуков, Дмитриев, 1972; Говоров, 1973). Вместе с тем очевидно, что магматические породы, формировавшиеся на геосинклинальном этапе развития структурных зон, могут иметь лишь косвенное отношение к процессу образования оловорудных месторождений, связанных с орогеническими или послеорогеническими магматическими формациями.

ПОВЕДЕНИЕ ОЛОВА В ПРОЦЕССЕ АНАТЕКСИСА

Н.Я. Некрасов (1966) высказал предположение о заимствовании олова гранитоидными расплавами в процессе их формирования из метаморфических пород. Эта гипотеза, основанная на данных распределения Sn в метаморфических, осадочных и интрузивных породах Верхояно-Чукотской складчатой области, получила широкое распространение. Она может служить прототипом для геохимических моделей формирования "оловоносных" гранитоидов Сихотэ-Алиня.

Распределение рудогенных элементов в метаморфических породах протерозойских и палеозойских комплексов Западного Приморья представлено в сводке, опубликованной И.Н. Говоровым и М.А. Мишкиным с соавторами (1970). Геохимия олова в породах высокой степени метаморфического преобразования также рассмотрена И.Н. Говоровым (1973). Он показал региональные различия уровней накопления Sn в параметаморфитах, установив, что гнейсы и кристаллические сланцы Ханкайского массива отличаются более высокой — 4,7–9,2 г/т, чем аналогичные образования Малого Хингана — 1,0–4,5 г/т (Бровчук, Миرونюк, 1969) или Тайгоносского массива на Чукотке — 3,0–3,3 г/т — концентрацией этого элемента. Причины, обусловившие различный уровень накопления Sn в этих породах, остаются пока неясными. Возможно, что степень обогащения метаморфитов оловом контролируется его содержанием в первичных осадочных породах, хотя столь же вероятно, что она зависит от характера привносившихся из глубины метаморфизирующих агентов — воды, щелочей и других летучих соединений.

Физико-химические условия (P , T) формирования метаморфических пород, по-видимому, не играли решающей роли в накоплении олова. Это следует из сравнения содержания Sn в амфиболитах различных районов Тихоокеанского подвижного пояса, принадлежащих к одной температурной фации метаморфизма: 2,0–2,6 г/т Sn содержится в амфиболсодержащих ортометаморфитах Буреинского и 8,9 г/т в аналогичных породах Ханкайского массива (Говоров, 1973). Повышенная фиксация Sn в амфиболсодержащих ортопородах позволяет предполагать накопление этого элемента в основании базальтового слоя коры — в амфиболовых гранулитах, при плавлении которых могли формироваться богатые оловом геосинклинальные породы основного состава, подвергавшиеся затем дальнейшей переработке.

В связи с тем, что метаморфические образования Ханкайского срединного массива обогащены оловом, возникает вопрос о том, не могли ли они быть поставщиками олова для месторождений Приморья. Для ответа на этот вопрос необходимо учитывать по крайней мере три фактора: рас-

пространенность этих пород в фундаменте Сихотэ-Алинской складчатой области, металлогенические данные и возможный механизм экстракции Sn из метаморфических пород.

Согласно рассмотренным в первой главе книги материалам, мощность гранито-метаморфического слоя в Сихотэ-Алинской складчатой области составляет 20 км. При этом третья часть мощности этого неоднородного по физическим свойствам слоя земной коры ($V_T = 5,4-6,3$ км/сек) соответствует гранитно-гнейсовому слою. Расположенные ниже и занимающие большую часть разреза верхней коры (до раздела Конрада) образования, имеющие несколько большие значения скорости прохождения продольных волн ($V_T = 6,2$ км/сек), выделяются в метаандезитовый (диоритовый) слой, развитый в разрезе всей складчатой области. Мощность метаморфических пород, отвечающих по составу гнейсам и сланцам, как свидетельствуют фактические данные, составляет в Главном антиклинории и в Главном синклинории Сихотэ-Алиния не более 7 км.

В какой степени состав этих метаморфических образований отвечает составу метаморфитов "ханкайского" типа? Сходные породы в настоящее время установлены лишь в Южно-Приморской зоне в виде незначительных по размерам блоков (Мишкин и др., 1970). Севернее, в Партизанском антиклинории, большая площадь занята так называемыми сергеевскими габброидами. Эти образования весьма неоднородны по составу. Среди них широко развиты амфиболиты, мраморы и гнейсы, т.е. породы более основного состава, нежели метаморфиты Ханкайского массива. Другие данные, подтверждающие повсеместное развитие гнейсово-сланцевого комплекса ханкайского типа, отсутствуют. Следует указать, что содержание Sn, определенное в гнейсах (район Водопадненского и Врангелевского массивов), составляет всего 2,2 г/т.

Таким образом, в настоящее время нет достаточных оснований предполагать наличие в основании Сихотэ-Алинской складчатой области мощного (до 20 км) существенно гранитного метаморфического слоя, с гранитизацией которого можно было связывать формирование "рудоносных" гранитоидов или широкую экстракцию рудогенных элементов.

Поведение петрогенных и рудогенных элементов при гранитизации в зоне ультраметаморфизма изучено на образующих генетически единый ряд гранитах и мигматитах, развитых среди протерозойских гнейсов Ханкайского массива (район с. Руновка). Вмещающие эти образования существенно биотитовые гнейсы ($Pr + Amf + Pl + Kш + Kс$) должны рассматриваться не как исходные породы, а как их гранитизированные эквиваленты. Основные гнейсы (бластиты), близкие к ним по химическому составу, обычно занимают промежуточное положение между амфибол-биотитовыми гнейсами и неравномернозернистыми породами гранитного состава, развитыми на нечетко оконтуренных участках, что указывает на их метасоматическую, а не анатектическую природу. Внутри участков такого рода лейкогранитов локализованы, как правило, меньшие по площади и объему пегматоидные мобилизаты. Четко обособленные от гранитов, они имеют несколько более кислый состав, а по остальным петрохимическим параметрам соответствуют им (табл. 12). Здесь наблюдается полярная дифференциация вещества двух геохимически контрастных фаз: бога-

Таблица 12

Химический состав и микроэлементы гранитизированной серии пород

| Компонент | 1 (2) | 2 (2) | 3 (3) | 4 (4) | 5 (1) |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| SiO ₂ | 52,54 | 52,00 | 75,75 | 75,35 | 74,14 |
| TiO ₂ | 1,43 | 1,34 | 0,11 | 0,07 | 0,09 |
| Al ₂ O ₃ | 16,53 | 16,22 | 13,22 | 13,52 | 13,37 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,37 | 5,18 | 0,81 | 0,17 | 0,29 |
| FeO | 7,41 | 4,21 | 1,33 | 1,58 | 1,36 |
| MnO | 0,13 | 0,12 | 0,04 | — | — |
| MgO | 6,17 | 6,08 | 0,34 | 0,30 | 0,56 |
| CaO | 6,03 | 5,77 | 1,12 | 1,21 | 1,01 |
| Na ₂ O | 2,31 | 2,20 | 3,07 | 3,42 | 2,40 |
| K ₂ O | 4,87 | 4,74 | 5,05 | 4,26 | 5,94 |
| P ₂ O ₅ | 0,49 | 0,50 | 0,06 | 0,06 | 0,04 |
| H ₂ O ⁺ | — | — | 0,51 | 0,43 | 0,24 |
| H ₂ O ⁻ | — | — | 0,14 | 0,11 | 0,14 |
| П.п.п. | 1,49 | 1,90 | — | — | — |
| С у м м а | 100,47 | 100,26 | 100,50 | 100,00 | 99,58 |
| Ni | 30 (4) | 28 (4) | 8,4 (7) | 11 (4) | 8 (3) |
| Co | 15 | 14 | 4,0 | 2,2 | 4 |
| Cr | 350 | 320 | 12 | 8,5 | 7 |
| V | 83 | 73 | 1,2 | 1 | 1,8 |
| Ca | 29 | 22 | 35 | 24 | 14 |
| Zr | 135 | 111 | 46 | 42 | 109 |
| Sn | 3,2 | 2,9 | 8,7 | 7,6 | 2,7 |
| W | 1,6 | 1,6 | 3,0 | 2,7 | 1,1 |
| Zn | 108 | 87 | 66 | 31 | 19 |
| Pb | 19 | 15 | 65 | 25 | 35 |
| Cu | 51 | 27 | 19 | 16 | 23 |
| B | 4 | 2 | 3,8 | 5 | 3 |
| F | 1320 | 1200 | 155 | 107 | 68 |
| Na | 0,42 | 0,42 | 0,48 | 0,55 | 0,38 |
| K + Na | | | | | |

Примечание. 1 — амфибол-биотитовый гнейс, нахимовская свита (PZ₂), 2 — порфиробластический амфибол-биотитовый гнейс, 3 — биотитовый гранит (метагранит), 4 — пегматит, 5 — жильный лейкогранит; в скобках — количество проб.

того кальцием, магнием, железом и алюминием базификата и лейкокравого мобилізата; промежуточные составы отсутствуют. Мелкозернистые граниты с приблизительно равным соотношением кварца, плагиоклаза и калишпата образуют крутопадающие тела мощностью до 5 м, секущие метаморфические породы серии. По составу они близки пегматоидным мобилізатам, но отличаются от них более высоким содержанием калия в группе щелочей. Четкие интрузивные контакты и их секущее положение

относительно метасоматически гранитизированных пород дают основание рассматривать эти граниты как продукты кристаллизации перемещенных анатектических расплавов. Формирование локальных анатектических очагов, очевидно, происходило в тех же породах при тех же условиях P и T , что и метасоматическая гранитизация, но на более глубоких горизонтах.

Олово, наряду с вольфрамом и свинцом, образует группу подвижных (привнесенных) элементов, которыми обогащаются продукты метасоматической гранитизации, где олово и вольфрам сосредоточены преимущественно в биотите (табл. 13). При этом накопление олова в процессе гранитизации и анатексиса происходит на фоне резкого снижения содержания фтора, накопления калия и натрия.

Формирование перемещенных анатектических расплавов и их кристаллизация — качественно новый этап процесса. Очень низкое содержание олова в жильных лейкогранитах указывает на возможное отделение этого элемента от перемещенных анатектических расплавов. Причина такого рода автолизаии, возможно, состоит в уменьшении количества изоморфноемкого в отношении этих элементов биотита — в пегматоидных мобилизатах Sn в основном сосредоточен в позднем биотите.

Рассмотренные данные дают только общее представление о поведении Sn в процессах формирования анатектических расплавов. Необходимо учитывать, что особую роль в определении геохимических свойств Sn играл, по-видимому, калий — повышение его в расплавах увеличивает устойчивость комплексных соединений Sn (Говоров, 1971). Значительно меньшему содержанию Sn в жильных гранитах, чем в мигматитах (см. табл. 12) соответствует меньшее значение в них $Na/(Na + K)$ (0,38 против 0,55).

Таким образом породы, формируемые при метасоматической гранитизации, существенно обогащаются оловом и вольфрамом. Анатектическое плавление и последующая кристаллизация расплавов обуславливает миграцию рудогенных элементов за пределы участков гранитизации.

Предложенный вариант мигматитовой модели в первом приближении описывает дифференциацию рудогенных элементов при P и T , соответствующих условиям амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Исходя из этой частной модели можно заключить, что миграция олова за пределы участков гранитизации связана с анатектическим плавлением метаморфических пород, перемещением и кристаллизацией расплавов на новых уровнях. Это — правило, хотя более обычны отступления от него, наблюдающиеся в значительных по объему телах гранитов.

Повышенный фон олова может быть скорее обусловлен привнесом его с остаточными поровыми растворами из более глубоких магматических разервуаров, нежели фактом наследования гранитами повышенной оловяности исходного для них субстрата. Очевидно, необходимые для решения этого принципиально важного вопроса данные могут быть получены лишь при детальном изучении распределения Sn в минералах, образовавшихся при различных P — T условиях и на различных этапах гранитизации метаморфических комплексов, причем регрессивное изменение P — T параметров или проявление в гранитах посткристаллизационных измене-

Таблица 13

Химический состав и микроэлементы биотитов серии гнейс-анатектит

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 37,00 | 37,25 | 37,74 | 34,57 | 39,22 | 36,20 | 35,37 | 36,28 |
| TiO ₂ | 2,56 | 2,87 | 2,08 | 3,03 | 1,96 | 2,15 | 2,38 | 2,09 |
| Al ₂ O ₃ | 16,55 | 14,66 | 14,47 | 17,50 | 20,64 | 20,91 | 20,26 | 20,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,85 | 6,00 | 8,57 | 2,18 | 0,28 | 5,40 | 2,52 | 3,84 |
| FeO | 12,21 | 10,74 | 8,69 | 23,97 | 21,56 | 20,56 | 23,46 | 18,87 |
| MnO | 0,47 | 0,31 | 0,11 | 0,42 | 0,39 | 1,12 | 1,21 | 0,45 |
| MgO | 12,42 | 12,43 | 12,44 | 3,74 | 1,82 | 1,43 | 1,69 | 1,59 |
| CaO | 1,49 | 1,37 | 0,48 | 0,46 | 0,85 | 0,52 | 0,37 | 0,81 |
| K ₂ O | 8,22 | 7,04 | 7,56 | 7,17 | 7,63 | 5,59 | 5,87 | 7,85 |
| Na ₂ O | 0,37 | 0,29 | 0,30 | 0,35 | 0,67 | 0,33 | 0,33 | 0,41 |
| P ₂ O ₅ | 0,55 | 0,74 | 0,19 | 0,49 | 0,10 | 0,36 | 0,10 | 0,18 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,80 | 0,22 | 0,21 | 0,20 | 0,00 | 0,00 | 0,63 |
| H ₂ O ⁺ | 3,06 | 4,63 | 5,21 | 4,83 | 3,88 | 5,61 | 5,80 | 5,49 |
| F | 0,90 | 0,68 | 0,81 | 0,97 | 0,62 | 0,35 | 0,81 | 0,49 |
| Сумма | 100,55 | 99,81 | 99,71 | 99,89 | 99,82 | 100,27 | 100,41 | 99,62 |
| F ₂ = O | 0,34 | 0,29 | 0,34 | 0,41 | 0,26 | 0,15 | 0,34 | 0,21 |
| Сумма | 100,21 | 99,52 | 99,37 | 99,48 | 99,56 | 100,12 | 100,07 | 99,41 |
| l | 22 | 20 | 23 | 23 | 24 | 23 | 23 | 24 |
| f ⁰ | 43 | 42 | 42 | 80 | 87 | 91 | 90 | 89 |
| Ng | 1,640 | 1,640 | 1,647 | 1,640 | 1,657 | 1,665 | 1,666 | 1,678 |
| Sn | 18 | 11 | 8,3 | 19 | 190 | 130 | 330 | 22 |
| W | 0,8 | 6,0 | 1,6 | 2,0 | 7,0 | 2,6 | 6,8 | 6,4 |

Примечание. 1 — гнейс (обр. Л-1103), 2-4 — метакрилиты (обр. Л-1108, Л-1109, Л-1111), 5-8 — мигматиты (обр. Л-1118, Л-1119), Л-1121, Л-1122).

Химический анализ слюд выполнен Е.А. Лаговой и С.П. Славкиной, определения олова — Э.Д. Голубевой, вольфрама — А.П. Гречищевой.

ний (например, гидратации биотитов) может существенно видоизменить распределение олова.

Важно учесть и то обстоятельство, что рассмотренная модель дифференциации рудогенных элементов, а также ряд общезвестных металлогенических данных показывают, например, что в пределах Ханкайского массива имеются факторы, являющиеся вполне достаточными условиями для формирования оловорудных месторождений (богатый оловом субстрат, накопление его при метаморфизме, существенное перераспределение Sn при анатексисе). Однако, как показали многолетние геологические исследования, такие месторождения в пределах этого массива отсутствуют.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЛОВА В МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

В гипотезах относительно источников рудного вещества магматические образования нередко рассматриваются как промежуточные концентраторы рудогенных элементов, которые могут отделяться от магматических расплавов в процессе кристаллизации или извлекаться из пород в ходе их метасоматической переработки. В последнее время все больше сторонников находит представление о самостоятельной роли вулканических и вулканоплутонических образований в формировании оловянных месторождений. Н.Я. Некрасов (1966) показал, что аномально высокая концентрация Sn в эффузивах и субвулканических породах некоторых районов Верхояно-Чукотской складчатой области не связана с его заимствованием расплавами из терригенных пород, бедных этим элементом. Вообще нет единого мнения о природе высоких концентраций Sn в эффузивных породах. Повышенную "оловоносность" вулкаников основного и среднего состава большинство исследователей связывают со специфичными условиями выплавления исходных для них расплавов в пределах мантии или в основании базальтового слоя, т.е. усматривают глубинную природу. Сложнее обстоит дело с вулканиками кислого состава, для которых (с учетом колоссальных объемов, занимаемых ими в пределах вулканических поясов) допускается возможность формирования за счет корового силикатического материала, а повышенная "оловоносность" расценивается как вторичное, наследуемое от метаморфических или терригенных образований качество.

В табл. 14, где приведены данные В.Г. Сахно (Левашев и др., 1976), характеризующие распространенность Sn в андезитах и липаритах внутриконтинентальных и окраинных вулканических поясов, видно, что породы наложенных внутриматериковых поясов как андезитовой, так и липаритовой формаций отличаются повышенным содержанием олова. Весьма примечательно, что высокий региональный кларк Sn в кислых вулканиках внутриматериковых зон контрастен чрезвычайно низкому уровню его содержания в метаморфических и вулканогенно-осадочных породах фундамента Монголо-Охотского пояса. В связи с этим кажется маловероятным предположение о заимствовании Sn в результате ассимиляции корового материала глубинными расплавами или при формировании этих расплавов в пределах гранитного слоя коры (Руб и др., 1969; Сахно, 1976).

Таблица 14

Распределение Sn в вулканических породах Дальнего Востока

| Формация | Содержание Sn, г/т | Окислы, вес. % | | | Na/K | K ₂ O + Na ₂ O, вес. % |
|--------------------------|--------------------|------------------|------------------|-------------------|------|--|
| | | SiO ₂ | K ₂ O | Na ₂ O | | |
| <i>Андезитовая</i> | | | | | | |
| Баджальская зона | 16,8 | 60,9 | 1,8 | 3,9 | 2,1 | 5,7 |
| Тырминская зона | 5,3 | 53,5 | 0,7 | 3,1 | 3,3 | 3,8 |
| Верхнеселемджинская зона | 10,0 | 58,8 | 1,8 | 3,3 | 1,8 | 5,1 |
| Сихотэ-Алинский пояс | 4,1 | 59,6 | 2,1 | 2,9 | 1,4 | 5,0 |
| <i>Липаритовая</i> | | | | | | |
| Баджальская зона | 18,5 | 71,4 | 3,1 | 3,4 | 1,1 | 6,5 |
| Амутская зона | 20 | — | — | — | — | — |
| Верхнеселемджинская зона | 12,8 | 66,7 | 3,3 | 3,5 | 1,1 | 6,8 |
| Сихотэ-Алинский пояс | 6,2 | 72,8 | 4,1 | 3,1 | 0,7 | 7,2 |
| Богопольский комплекс | 8,1 | 70,1 | 3,1 | 3,0 | 1,3 | 6,1 |

Примечание. Содержание SiO₂, K₂O, Na₂O и величина Na/K из работы В.Г. Сахно (1976).

Анализируя данные распределения Sn в вулканических породах различных зон Дальнего Востока, можно заметить, что в некоторых случаях действительно наблюдается определенная зависимость между уровнем содержания Sn в вулканитах и металлоносностью области их распределения. В качестве примера можно назвать андезиты и липариты оловоносной Баджальской зоны, содержание олова в которых в среднем составляет 16,8 и 18,5 г/т, а также амутские кислые эффузивы с содержанием до 20 г/т Sn.

Но эта закономерность выдержана далеко не всегда, что особенно характерно для Приморской оловоносной области, кларковое содержание Sn в эффузивных породах которой более низкое, чем в аналогичных эффузивных породах внутриконтинентальных зон. Возможно, что отличия обусловлены самим механизмом формирования эффузивных комплексов. В пределах внутриконтинентальных зон проявление кислого эффузивного магматизма тесно связано с андезитовым вулканизмом, и накопление Sn в кислых расплавах происходило в результате длительной дифференциации расплавов основного или среднего состава. Сихотэ-Алинский вулканический пояс, напротив, характеризуется широким и преобладающим по масштабам проявлением кислого магматизма, связанного, видимо, с внедрением дацит-риолитовых расплавов, формировавшихся самостоятельно в зонах глубинной магмогенерации и не претерпевших в дальнейшем значительной дифференциации, чем и обусловлено относительное невысокое накопление Sn и в кислых вулканитах Восточно-Сихотэ-Алинского риолитового пояса.

Для Сихотэ-Алинского вулканического пояса характерна тесная связь эффузивных и интрузивных пород, нередко совмещенных в пределах еди-

Таблица 15

Среднее содержание Sn и W в породах вулcano-интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня (г/т)

| Вулcano-интрузивный комплекс, порода | Sn | | W | |
|---|---------|-------------------|---------|-------------------|
| | среднее | пределы колебаний | среднее | пределы колебаний |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| <i>Арагатский</i> | | | | |
| Трахиандезито-базальт, трахиандезит | 5,4 | 4-7 | 0,8 | 0,2-2,0 |
| Включения роговообманковых сиенитов | 5,7 | 4-6 | 0,6 | 0,4-3,0 |
| Трахидациит | 10,4 | 4-24 | 1,4 | 0,4-3,5 |
| Липарит | 2,1 | 1-3 | - | - |
| Монзонит пироксен-роговообманковый | 5,8 | 3-35 | 1,6 | 0,8-2,5 |
| <i>Березовский</i> | | | | |
| Трахиандезит | 4,1 | 3-9 | 3,8 | 1-24 |
| Трахидациит | 2,9 | 1-11 | - | - |
| Монзонит | 6,4 | 3-12 | 2,2 | 1-4 |
| Сиенит, граносиенит | 7,5 | 5-13 | 3,4 | 0,8-10 |
| <i>Дальнегорский</i> | | | | |
| Андезит | 2 | 1-3 | - | - |
| Гранодиорит-порфир | 2,5 | 2-3 | 0,9 | 0,4-1,6 |
| Микродиорит (включение) | 2,4 | 2-3 | - | - |
| <i>Бринеровский</i> | | | | |
| Андезито-базальт, андезит | 7,7 | 5-17 | 1,6 | 0,4-4 |
| Риодацит, липарит | 5,9 | 2-10 | 1,1 | 0,4-2,0 |
| Гранодиорит | 4 | 2-6 | 0,7 | 0,4-1,2 |
| Микродиорит (включение) | 4 | 2-6 | 1,1 | 0,4-2 |
| Монзонит | 3,3 | 2-5 | 0,9 | 0,5-4 |
| Граносиенит | 3,4 | 2-5 | 1,2 | 0,4-4 |
| <i>Пластунский</i> | | | | |
| Андезито-базальт (верховья р. Ветропуд) | 3 | 2,2-3,5 | 2,5 | 1-32 |
| Андезит | 13 | 4-76 | 2,7 | 2,4-3,2 |
| Дациит | 2,2 | 1,2-4,3 | 3,2 | 2-4,0 |
| Липарит (туфолава) | 3,6 | 2-4,8 | 2,7 | 0,8-5,6 |
| <i>Базовский</i> | | | | |
| Андезито-базальт двупироксеновый (р. Базовая) | 5,3 | 4,2-8,3 | 1,0 | 0,8-1,6 |
| Феноандезит | 5,0 | 4-6,6 | 3,8 | 1,2-6 |

Таблица 15 (окончание)

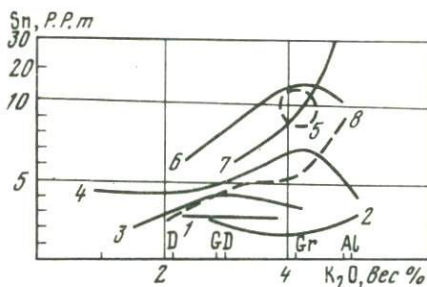
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|-----|---------|-----|---------|
| Андезито-дацит, Озерковская экструзия | 6,0 | 5,6-8,9 | 2,5 | 0,8-4 |
| Игнимбриты (сенон-даний) | 6,2 | 5-8,9 | 3 | 0,8-4,8 |
| <i>Якутинский</i> | | | | |
| Фельзит, перлит (гора Нежданка) | 6,8 | 5-10 | 2 | 1,2-2,8 |
| То же (северный борт Якутин- ской структуры) | 2,3 | 2-2,8 | 2,3 | 2,0-2,8 |
| Липарит | 3,9 | 3-5 | 1,2 | 0,5-2,3 |
| Гранит-порфир (северный борт Якутинской структуры) | 3,4 | 1,8-5,2 | 2,3 | 1,2-3,6 |
| <i>Чугуевский</i> | | | | |
| Трахиандезит | 5,5 | 2-9 | 4,8 | 4-6 |

ных палеовулканических структур. Это позволяет не только получить представление о распределении Sn в коагматических породах, но и в общих чертах представить картину его поведения в ходе дифференциации магматических расплавов и в млоголубинных условиях. Как показывает анализ приведенных в табл. 15 материалов, концентрация Sn в коагматических породах, формировавшихся в процессе последовательной дифференциации расплавов, сохраняется приблизительно на одном уровне, а в отдельных случаях даже снижается в конечных продуктах дифференциации. Такой характер распределения Sn устанавливается прежде всего для пород известково-щелочного ряда и хорошо проявлен в Дальнегорской, Бринеровской и Якутинской структурах. Очевидно, накапливающееся в ходе дифференциации олово в условиях млоголубинных магматических камер в значительной мере выносилось остаточными газогидротермами. Сходные тенденции характеризуют распределение Sn в повышенноосновных гранитоидах: накопление олова в расплавах и его фиксация в породах протекают взаимосвязано до определенного предела; по достижению определенного уровня, возможно связанного с ростом активности калия в расплавах (рис. 23), олово частично рассеивалось в породах и какая-то его часть удалялась с флюидной фазой.

Приведенные примеры и опубликованные другими исследователями материалы показывают, что существенное влияние на поведение Sn в ходе дифференциации магматических расплавов оказывает изменение концентрации, или потенциала, щелочей. Рост концентрации натрия в расплавах, по-видимому, не только способствует накоплению Sn, но и определяет его преимущественное кристаллохимическое рассеяние в породообразующих железосодержащих минералах. По данным В.М. Герасимовского (1968) и В.И. Коваленко (1968), максимально обогащены оловом нефелиновые сиениты (от 5 до 370 г/т, при среднем 12 г/т) и щелочные (агпаитовые) граниты (8,5-800 г/т), но минералы Sn редки - практически все олово

рассеяно в породообразующих минералах – эгирине (750–950 г/т) и рибеките (60–1000 г/т). Таким образом, в щелочных расплавах с высоким содержанием натрия олово, накапливающееся в процессе дифференциации, в основном рассеивается в породообразующих минералах, что, возможно, связано с разрушением его подвижных соединений.

Иные тенденции характеризуют распределение олова в щелочных габброидах–интрузивных эквивалентах щелочных оливиновых базальтов (Толок и др., 1971). Минимальное (2,9 г/т) в щелочном долерите краевой фации ($K_2O + Na_2O = 4,2$; $K/(K + Na) = 0,13$), содержание олова повышается с увеличением общей и калиевой щелочности пород, достигая



Р и с. 23. Распределение олова в зависимости от содержания калия в интрузивных породах Сихотэ-Алиня

1 – гранитоиды Прибрежного антиклинория, 2 – синегорская серия, 3 – Дальнегорский вулcano-интрузивный комплекс, 4 – Арминский комплекс, 5 – адамеллиты и граниты Главного и Партизанского антиклинориев, 6 – Восточно-Иультинский, 7 – Западно-Иультинский массивы (Центральная Чукотка), 8 – кривая распределения олова в средних типах пород

максимума (11,4 г/т) в нефелин-анальцимовом сиените ($K_2O + Na_2O = 7,5\%$; $K/(K + Na) = 0,25$). Дальнейшее накопление в расплаве щелочей и повышение активности калия ($K_2O + Na_2O = 9,2\%$ $K/(K + Na) = 0,38$) обуславливает почти двухкратное снижение концентрации олова в щелочном сиените. Следовательно, в отличие от пород натрового ряда, для которых характерно дифференциационное накопление и преобладающее рассеяние олова в минералах, для конечных производных монцонитоидных обогащенных калием магм характерен значительный дефицит олова по сравнению с промежуточными членами эволюционного ряда.

Итак, можно предполагать, что в системах, богатых калием, при достижении определенного соотношения между общей и калиевой щелочностью расплавов начинают преобладать тенденции к обособлению олова. В относящихся к щелочно-известковой ассоциации породах Араратского и Березовского вулcano-интрузивных комплексов Кавалеровского района Приморья распределение Sn, концентрация которого в целом возрастает, контролируется в ходе дифференциации (см. табл. 15) щелочными свойствами расплавов. Содержание олова в трахиандезитах ($K_2O + Na_2O = 6,9$ вес %, $K/(K + Na) = 0,13$) равно 5,4 г/т, увеличивается в трахидазитах ($K_2O + Na_2O = 7,2$ вес %; $K/(K + Na) = 0,44$) до 10,4 г/т, но

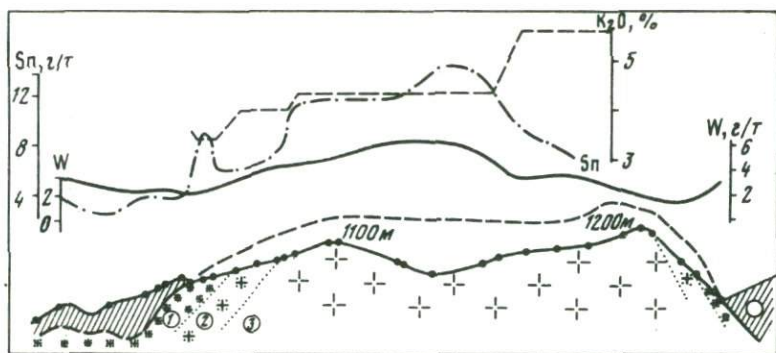
почти вдвое снижается в комагматичных этим породам монцонитах ($K_2O + Na_2O = 5,5$; $K/(K + Na) = 0,58$) — 5,8 г/т. Трахиандезиты Березовской структуры, характеризующиеся преобладанием калия над натрием ($K_2O + Na_2O = 5,5$ вес %, $K/(K + Na) = 0,51$), содержат в среднем 4,1 г/т Sn. В процессе дальнейшей дифференциации, сопровождавшейся накоплением щелочей и особенно калия ($K_2O + Na_2O = 8,0$ вес %; $K/(K + Na) = 0,69$), концентрация уменьшается до 2,8 г/т. В интрузивных фациях комплекса, по сравнению с эффузивными образованиями, содержание увеличивается до 6,4 в монцонитах ($K_2O + Na_2O = 4,7$ вес %; $K/(K + Na) = 0,34$) и 7,5 г/т в сиенитах и граносиенитах ($K_2O + Na_2O = 7,4-8,8$ вес %; $K/(K + Na) = 0,49-0,52$). Это, возможно, связано с некоторым повышением активности натрия в расплавах при их камерной дифференциации.

В гранитоидах, представляющих известково-щелочную ассоциацию, распределение Sn то же во многом определяется соотношением в расплавах щелочных металлов. Это хорошо прослеживается в гранитоидах Иультинского комплекса, формировавшегося в три этапа (Иванов, 1970; Милов, 1975). К наиболее ранней фазе становления комплекса относится Восточно-Иультинский массив, в краевой части которого залегают кварцевые диориты и гранодиориты, а в центральной — кварцевые монцониты и биотит-роговообманковые адамеллиты. Эти породы по химическому составу сопоставимы с гранитоидами Арминского комплекса и Дальненского массива Приморья. Западно-Иультинский массив сложен порфировидными и разнотекстурными биотитовыми (редко с амфиболом) гранитами, отвечающими, по мнению многих, но далеко не всех исследователей, двум последовательным этапам формирования комплекса. Заключительную фазу представляют мелкозернистые ультракислые граниты и гранит-порфиры рудоносных штоков (месторождения Иультинское, Северное, Солнечное), с которыми связано олово-вольфрамовое оруденение стандартного кварцево-жильного типа.

Средневзвешенное содержание Sn в гранитоидах Восточного интрузива составляет 8 г/т при колебаниях от 6,3 г/т в гранодиоритах краевой зоны до 9,5 г/т в биотит-роговообманковых гранитах центральной части интрузива (рис. 24). Колебания содержаний связаны с изменениями кремнекислотности и калиевости пород. Соотношение K/Na возрастает от 0,65 в краевой зоне до 0,91 в гранитоидах центральной части массива. На рис. 24 видно, что концентрация Sn последовательно увеличивается параллельно росту содержания калия в наиболее кислых и калиевых породах, но в адамеллитах апикальной зоны массива концентрация олова резко снижается.

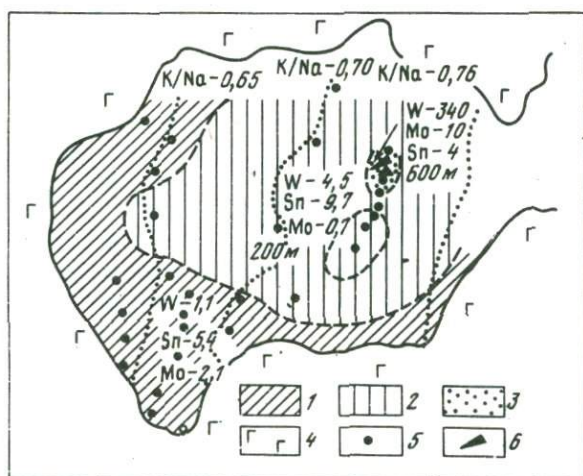
В гранитах южного блока Западного интрузива среднее содержание выше (16–39 г/т) и олово распределено крайне неравномерно. Минимальные значения (16 г/т) характеризуют порфировидные биотитовые граниты, причем более 50% Sn, присутствующего в породе, изоморфно связано с породообразующими минералами. Максимальное содержание (39 г/т) наблюдается в неравнозернистых гранитах сводовой части интрузива.

Зональность в распределении олова, связанная с изменением концентрации (активности) калия и натрия в расплавах, достаточно отчетливо



Р и с. 24. Распределение олова, вольфрама и калия в породах Восточно-Иультинского массива

1 – кварцевый диорит, 2 – гранодиорит, 3 – кварцевый монзонит и биотит-роговообманковый адамеллит



Р и с. 25. Зависимость распределения Sn, W и Mo от величины K/Na в адамеллитах и гранитах Водопадненского массива

1 – граниты эндоконтактной зоны, 2 – глубинной части, 3 – сводового выступа, 4 – метаморфизованные габброиды, 5 – место отбора проб, 6 – зона шеелитонесущих гранитов; Sn – 1,1, W – 5,4 – среднее содержание, г/т

проявлена и в адамеллитах Водопадненского массива (рис. 25). В адамеллитах центральной части массива установлено двухкратное накопление олова (9,7 г/т; $K/Na = 0,70$) относительно пород эндоконтактной зоны (5,4 г/т; $K/Na = 0,65$); в пределах апикального выступа концентрация Sn резко уменьшается (4 г/т), а величина K/Na возрастает (0,76).

Соотношение щелочных металлов не единственный фактор, контролировавший поведение олова в ходе дифференциации магматических расплавов, но влияние типа щелочности расплавов достаточно отчетливо проявляется в распределении Sn в породах различного состава. По-види-

тому, на ранних этапах дифференциации магм повышенная калиево-сть препятствовала рассеянию Sn в породообразующих минералах, регулируя таким образом его накопление в остаточных расплавах.

Изучение распространенности олова в верхнемеловых-палеогеновых гранитоидах Сихотэ-Алиня позволило выявить региональные особенности пород. Низким уровнем концентрации Sn характеризуются породы синегорской (2,8 г/т) и приморской (3,0 г/т) интрузивных серий. Специализацией на олово выделяются партизанская адамеллит-гранитная (Партизанский и Главный антиклинорий) и бачелазская гранодиорит-гранитная (Главный синклинорий) серии, среднее содержания олова в которых оценивается в 6,5 и 5,7 г/т. Учитывая особенности структурного положения гранитоидных серий и характер распределения олова в метаморфических и осадочных образованиях, можно заключить, что обогащенность оловом гранитоидных пород не зависит от специализации кристаллического фундамента и "оловоносности" геосинклинальных образований. В этом отношении чрезвычайно показательны синегорские гранитоиды, кларковый (Синегорский — 1,7 г/т, Яковлевский — 3,0 г/т, Кировский — 3,2 г/т, Ливадийский — 2,5 г/т) уровень распределения Sn в которых наиболее контрастен высокой степени его накопления в метаморфитах Ханкайского массива (Говоров и др., 1971). Вместе с тем высокое содержание Sn в адамеллитах и гранитах Водопадненского и однотипных с ним массивов (6,5 г/т) контрастно низкому уровню (2,2 г/т) его распространенности в сергеевских, габброидах, амфиболитах и гнейсах, слагающих фундамент Южно-Приморской зоны.

Накопленные к настоящему времени материалы позволяют представить общую схему геохимической цикличности олова на примере магматических образований Ханкайского массива.

В протерозойских метаморфических комплексах калиевого типа, формировавшихся в геосинклинальный этап, происходило прогрессивное накопление Sn до 5,2–7,5 г/т (Говоров и др., 1970; Говоров, 1973), поступавшего, возможно, совместно с калием и другими элементами из мантии или подстилающих базитов коры, которые в этот период уже обеднялись оловом. Протерозойские анатектические граниты обогащены Sn до 10–20 г/т (Леликов, 1971) — они как бы наследовали высокую оловоносность субстрата. Геохимическая специализация синорогенных батолитов, например Гродековского, по-видимому, определялась геохимическими особенностями исходных пород при их палингенной переработке; содержание олова в них составляет в среднем 5,0–5,7 г/т (Говоров и др., 1970).

Кислые вулканы, излияние которых связано с заложением в пермское время Западно-Сихотэ-Алинского риолитового пояса (Власов, 1971), обнаруживают высокие концентрации олова, особенно возрастающие к концу цикла: кварцевые порфиры дунайской свиты — 4,7, андезитовые порфиры владивостокской свиты (P₂) — 8,0, туфы кислого состава — 6,4, кварцевые порфиры — 9,3 г/т (Недашковский, Леликов, др., 1971). С периодом мезозойской (внеорогенной) активизации краевой части Ханкайского массива связано внедрение биотитовых и лейкократовых гранитов вассиановского комплекса (I-K₁), в которых содержание Sn достигает 31 г/т (Никифорова, Нарнов, 1971).

Можно предположить, что многократное возобновление магматической деятельности в пределах Ханкайского массива, нередко связанное с последовательно повторяющейся активизацией его структур, могло привести к обеднению оловом базитов основания коры под действием восходящих калийсодержащих растворов или богатых минерализаторами флюидов. Такое предположение кажется вполне допустимым, так как большинство разновозрастных магматических комплексов расположено в пределах зоны Западно-Сихотэ-Алинского шва, который контролировал размещение верхнемеловых интрузивов синегорской серии. Последовательно формировавшиеся кислые вассиановские ($I-K_1$) и повышеноосновные синегорские (K_2) гранитоиды, возможно, представляют единый (мезозойский) цикл магматической активности, а их формирование связано с обратной (антидромной) последовательностью селективного выплавления расплавов из метабазальтовых пород нижнего слоя коры, что может быть вызвано поступлением интрателлурических потоков плавней в ослабленную глубинную зону. Как показали эксперименты Г.Х. Рина и А.Э. Рингвуда (1968), постепенный прогрев базитов коры мог привести сначала к выплавлению кислых, а затем более основных (до андезито-базальтовых) расплавов. При этом олово могло в значительной мере экстрагироваться растворами из базитов уже на раннем этапе, в связи с чем в дальнейшем и формировались бедные им андезитовые магмы.

С кайнозойским циклом разломно-блоковой активизации платформенных структур Ханкайского массива связано излияние базальтовых магм, среди которых повышенной "оловоносностью" выделяются оливин-щелочные фации (Голубева, Говоров, 1973), т.е. относительно более глубинные по сравнению с телеитами.

Таким образом, намечается определенная связь между уровнем "оловоносности" (геохимическим фоном) гранитоидов и предшествовавшей их внедрению этапностью развития вмещающих структурных зон. Так, становление интрузивов партизанской серии, а возможно, гранодиоритов и кварцевых монзонитов бачелазского типа (за исключением Березовского и Арагатского комплексов), связано с заложением и развитием в верхнемеловое время Центрального риолитового пояса на месте палеозойской вулканической дуги. Согласно наблюдениям В.П. Мишина (1975), эта зона образовалась в результате рифтогенеза; формирование континентальной коры завершилось здесь в позднепалеозойское время. Внедрение "оловоносных" гранитов партизанской серии произошло в зоне, прошедшей полный цикл развития, и вступившей в платформенный этап. Более древние гранитоиды здесь не известны, и это существенно отличает зону Главного антиклинория от Ханкайского массива, области с дорифейским возрастом континентальной коры (Мишин, 1975), в пределах которой кислый магматизм проявлялся неоднократно, что могло вести к обеднению оловом пород нижней коры и верхней мантии.

В пределах Дальне-Арминского горста — переходной зоны от Главного антиклинория к мезозойскому Восточно-Сихотэ-Алинскому прогибу — развиты гранитоиды бачелазского типа. Если учитывать их повышенную основность, свидетельствующую о меньшей степени дифференцированности магм, по сравнению с теми, из которых кристаллизовались гранитоиды

ды Главного антиклинория, то можно допустить близкий уровень содержания Sn в расплавах родоначальных для этих двух типов гранитоидов.

Гранитоиды приморского типа, имеющие "неоловоносный" профиль, развиты в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского риолитового пояса. Его положение соответствует стыку молодой континентальной и окраинно-континентальной плит. В глубинном строении этой зоны имеются некоторые черты сходства с Главным антиклинорием, где, как и в Прибрежной зоне, преобладают породы метабазальтового и метаандезитового состава (Радкевич и др., 1975). Из этого можно заключить, что состав пород коры вряд ли служит главным фактором в определении "оловоносности" кислых магматических расплавов.

Формирование трахиандезитовых комплексов, с которыми ассоциирует сульфидно-касситеритовое оруденение Сихотэ-Алия, представляет аномальное явление, не связанное непосредственно с процессами циклического формирования гранитного слоя коры. Возможные причины, обусловившие возникновение высококалиевых андезитовых расплавов, кроются в самом механизме формирования Восточного эвгеосинклиналиного трога — с развитием уже на ранних этапах разломов, проникавших глубоко в мантию, с подъемом базальтового материала в зону раздвига палеозойских структур, что подтверждается положением глубинного базальтового вала.

В.И. Смирнов (1971) отмечал, что эндогенные рудные месторождения, формировавшиеся при снабжении их минеральным веществом из глубинных источников подкоревой базальтовой магмой, возникают в обстановке устойчивого растяжения участков земной коры. Очевидно, специфика Восточно-Сихотэ-Алинской зоны и состоит в том, что интенсивные горизонтальные перемещения, свойственные областям перехода от континента к океану, проявились здесь в период эвгеосинклиналиного развития и это подготовило особо благоприятные условия, в соответствии с моделью, предложенной В.Л. Барсуковым (1974), для накопления олова и калия в зонах глубинной магмогенерации трахиандезитовых расплавов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЛОВА В МИНЕРАЛАХ И ЕГО КРИСТАЛЛОХИМИЯ

Первые сведения, приводимые И. Отtemanом (Otteman, 1940), Аренсом и Либенбергом (Ahrens, Libenberg, 1964), Ж. Жедвабом, В.Л. Барсуковым и Л.П. Павленко (Барсуков, Павленко, 1956) указывали на неравномерное распределение Sn между породообразующими минералами, преимущественно концентрирующемся в темноцветной части гранита. В табл. 16 приведены данные (Говоров и др., 1970), характеризующие уровень концентрации (мг/г) олова в минералах гранитоидов Дальнего Востока.

Основными минералами-концентраторами, а с учетом их распространенности в породах и носителями олова служат здесь слоистые и цепочные алюмосиликаты, а также некоторые виды минералов группы ортосиликатов. Среди типоморфных минералов наиболее обогащены оловом мусковит, характерный для ультракислых гранитов, и астрофиллит — типичный для нефелиновых сиенитов. Это хорошо согласуется с известными данными о высоком содержании олова в мусковите (Барсуков, 1957) и минера-

Концентрация олова в минералах гранитоидов Дальнего Востока, мг/г

| Минерал | Среднее содержание Sn | Число проб | Минерал | Среднее содержание Sn | Число проб |
|-----------------|-----------------------|------------|----------|-----------------------|------------|
| Кварц | 1,2 | 85 | Пироксен | -210 | 5 |
| Калишпат | 2,6 | 182 | Гранат | -6 | 18 |
| Плагиоклаз | 5,3 | 113 | Магнетит | -30 | 23 |
| Мусковит | 150 | 31 | Гематит | -21 | 11. |
| Бiotит | 63 | 364 | Сфен | -291 | 12 |
| Роговая обманка | 27 | 54 | Ильменит | -43 | 11 |
| Рибекит | 63 | 25 | Ортит | -73 | 5 |
| Эригин | 102 | 22 | Циркон | -76 | 3 |
| Астрофиллит | 210 | 5 | | | |

лах натровых щелочных пород (Коваленко и др., 1968). Отмеченные максимумы чрезвычайно интересны с физико-химической точки зрения и указывают на то, что как кислые, так и высокощелочные (натровые) расплавы благоприятны для размещения Sn в изоморфноёмких минералах, содержащих трехвалентное железо, титан и алюминий в шестерной координации. Рассмотрим особенности распределения олова в железомagneзиальных минералах.

В литературе известно (Барсуков, 1957; Дмитриев, Барсуков, Дурасова, 1968), что наиболее полно особенности поведения Sn в ходе эволюции гранитных расплавов отражаются его распределением в биотите. Биотит выполняет роль носителя и концентратора олова. В то же время он является и наиболее распространенным темноцветным минералом. Поэтому за биотитом закрепилась роль главного минерала — индикатора при оценке оловоносности гранитоидов (Барсуков, Павленко, 1966; Барсуков, 1957).

Анализ частоты встречаемости Sn в биотитах (301 определение) показывает, что максимум определений (70%) приходится на область до 50 мг/г. Поинтервальная картина распределения выглядит так: до 5 мг/г — 45 проб, 6—10 — 52, 11—20 — 57, 20—50 — 64, 51—100 — 33, 100—150 — 15, 151—200 — 10, 201—300 — 12, 301—600 мг/г — 13 проб.

Из табл. 17 распределения Sn в биотитах видно, что биотиты кальциевых гранитоидов Сихотэ-Алиня концентрируют олово в незначительном количестве. Концентрация олова в биотитах синегорских, армянских и приморских гранитоидах, независимо от содержания олова в породах, сохраняется примерно на одном уровне. В этом проявляется сходство рассматриваемых биотитов с биотитами батолита Сьерра-Невада, содержащими менее 20 г/т Sn (Dodge e.a., 1968). Более высоким уровнем накопления олова выделяются биотиты адамеллит-гранитных массивов партизанской серии (до 80—150 г/т).

Распределение олова в биотитах гранитоидов Сихотэ-Алиния

| Инtruзив, порода | Среднее содержание Sn, г/т | Железистость биотита, f ^o | Глиноземистость биотита, l |
|-------------------------------------|----------------------------|--------------------------------------|----------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| <i>Ханкайский массив</i> | | | |
| Синегорский | | | |
| Кварцевый монцонит | 3,5 | 47 | 20 |
| Роговообманково-биотитовый адалллит | 4,7 | 45 | 22 |
| Яковлевский | | | |
| Гранодиорит | 6 | 51 | 20 |
| Кировский | | | |
| Кварцевый монцонит | 16 | 55 | 19 |
| Бикинский | | | |
| Кварцевый монцонит | 13 | 48 | 20 |
| Бирушинский | | | |
| Двуслюдяной гранит | 13 | 55 | 26 |
| <i>Южно-Приморская зона</i> | | | |
| Водопадненский | | | |
| Биотитовый адалллит | 77 | 63 | 21 |
| Беневский | | | |
| Гранит биотитовый | 110 | 86 | 24 |
| Ливадийский | | | |
| Кварцевый монцонит | 4,8 | 52 | 19 |
| <i>Главный синклиорий</i> | | | |
| Шток Восточный | | | |
| Биотитовый адалллит | 4,6 | 51 | 23 |
| Дальненский | | | |
| Кварцевый монцонит | 8,3 | 54 | 20 |
| Микроклиновый гранит | 35 | 56 | 19 |
| Присковый | | | |
| Гранодиорит | 2,8 | 47 | 20 |
| Лейкократовый гранит | 35 | 80 | 21 |
| Нижне-Арминский | | | |
| Кварцевый монцонит | 2,4 | 51 | 19 |
| Средне-Арминский | | | |
| Гранит | 25 | 77 | 22 |
| Зимнинский | | | |
| Адалллит | 37 | 65 | 19 |
| Березовский | | | |
| Монцонит, граноснеяит | 7,5 | 57 | 19 |
| Шумнеяский | | | |

Таблица 17 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|----|----|----|
| Биотит-роговообманковый адамеллит | 11 | 57 | 22 |
| <i>Прибрежный антиклинарий</i> | | | |
| Владимирский Роговообманково-биотитовый адамеллит | 11 | 54 | 21 |
| Опричникский Биотитовый гранит | 12 | 52 | 19 |

Железистость биотитов, отражающая в первом приближении температурные условия кристаллизации (Маракушев, Тарарин, 1965), является не менее важным критерием при оценке их обогащенности оловом. Н.Я. Некрасов (1966) установил, с одной стороны, прямую зависимость между содержанием олова и железистостью биотитов, с другой стороны — отличия в уровне концентрации этого элемента в биотитах из интрузивов различного морфогенетического типа. Высокая корреляционная связь между концентрацией Sn и общей железистостью биотитов характерна для гранитоидов внегеосинклинального типа. На диаграмме железистость — концентрация олова (рис. 26), построенной на основе 100 полных химических анализов минерала, отчетливо выделяются два поля: верхнее занимают Fe-Mg слюды кислых и ультракислых гранитоидов, в нижнем расположены фигуративные точки биотитов, представляющих калиевые гранитоиды Сихотэ-Алиня, характеризующиеся минимальным накоплением олова. Поля разделены прямой, соединяющей точки максимального фонового содержания Sn, рассчитанного поинтервально с шагом $f^0 = 10\%$ по биотитам нижнего поля. Диаграмма позволяет выявить специализированные интрузивные комплексы, перспективные в отношении кварц-касситеритовой минерализации.

Наряду с общей тенденцией к увеличению концентрации олова с ростом железистости биотитов практически интересны отступления от нее (см. рис. 26). Если отмеченная тенденция справедлива для интрузивного комплекса в целом, то отступления от нее характерны для гранитоидов заключительных фаз и для фаций, с которыми оруденение связано пространственно и, возможно, генетически. Так, для биотитов восточно-иульгинских гранитоидов установлена высокая корреляционная связь между железистостью биотитов и содержанием Sn ($r = 0,828$), в то время как в биотитах Западного интрузива с ростом железистости содержание олова снижается. Таким образом, одновременно с понижением температуры кристаллизации биотита и щелочности расплава (f^0 и l возрастает при $r_{f^0-l} = 0,540$ для всего комплекса и $0,500$ — для Западного интрузива) кристаллохимическое рассеяние Sn в слюдах уменьшается более чем в

2 раза (с 310 до 123 г/т). Аналогичная картина наблюдается в Светлинском и Баджалском интрузивах, хотя начальный уровень концентраций Sn в них ниже, чем в Иультинском комплексе. В биотитах ультракислых гранитов Центрального Казахстана содержание Sn колеблется от 4,3 до 266 г/т, в целом увеличиваясь с ростом железистости.

Другой характерной особенностью накопление олова в биотитах является его зависимость от концентрации фтора в расплавах. При равной железистости содержание Sn выше в обогащенных фтором слюдах (табл. 18) эта зависимость соблюдается не всегда. Например, в биотитах иультинских гранитоидов генетически связанного ряда содержание олова уменьшается с ростом содержания F (в слюдах с близким коэффициентом железистости) – рис. 27.

Влияние щелочности на распределение олова в железо-магнезиальных минералах показано в работе Л.В. Дмитриева, В.Л. Барсукова и Н.А. Дурасовой (1968) на примере гранитов Каибского массива. Установлено, что с ростом активности натрия в расплавах образуется щелочной амфибол, концентрирующий олово в большем количестве, чем парагенный с ним биотит.

Изучение распределения олова в биотитах гранитоидов различного состава выявило еще одну общую тенденцию – высокоглиноземистые слюды содержат больше олова, чем бедные алюминием. Это, возможно,

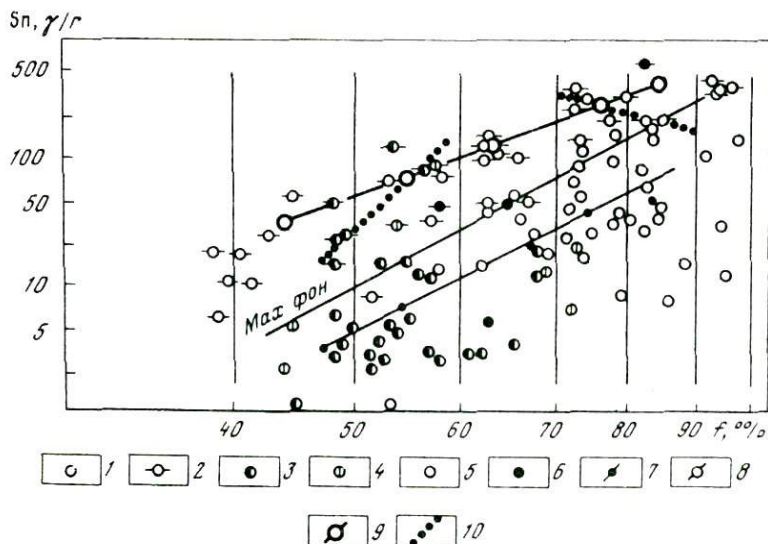


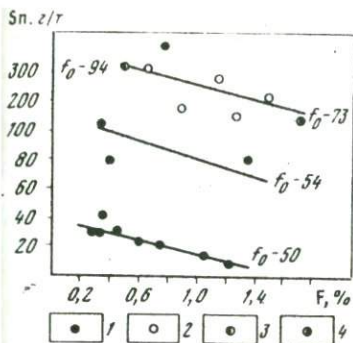
Рис. 26. Зависимость содержания Sn в биотитах от их железистости (f^0)

1 – гранитоиды Главного синклинория Сихотэ-Алиния; "внегосинклинальные" гранитоиды; 2 – ультракислые граниты, 3 – гранодиориты, 4 – биотит-роговообманковые адамеллиты, 5 – биотитовые граниты, 6 – пегматиты и цвиттериты; Средние (7) и максимально-фоновые значения для биотитов первой группы, 9 – средние значения для биотитов "внегосинклинальных" гранитоидов, 10 – кривая распределения олова в биотитах иультинских гранитоидов

Таблица 18

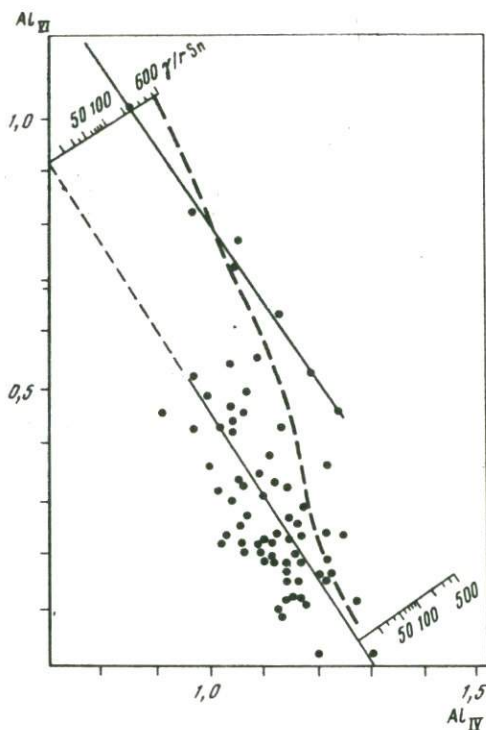
Распределение олова в биотитах ультракислых гранитов Центрального Казахстана

| Комплекс, массив | Железистость биотита | Содержание Sn, г/т | Содержание F, вес. % |
|------------------------------------|----------------------|--------------------|----------------------|
| | | Пределы колебаний | |
| <i>Среднедевонский</i> | | | |
| Булаттау | 65 | 57 27-120 | 0,2-1,2 |
| Кызылкараган | 84 | 66 30-100 | 0,3-1,2 |
| Сузызкара | 77 | 66 34-98 | 0,36-0,50 |
| <i>Акчатауский (P₂)</i> | | | |
| Восточный Коунрад | | | |
| 1 фаза | 39 | 13 12-15 | 2,28 |
| 2 фаза | 38 | 16 6-30 | 1,00 |
| Акчатау, 1 фаза | 42 | 40 19-90 | 2,78-3,21 |
| Дополнительная фаза | - | 170 | - |
| Жаманкарабас | 40 | 4,3 3-5,7 | 0,80 |
| Узунбулак, 1 фаза | 65 | 21 17-25 | 1,58-1,86 |
| 2 фаза | 39 | 14 10-19 | 0,76-1,48 |
| Кызылтау, 2 фаза | 51 | 42 24-54 | 2,56-2,92 |
| 3 фаза | 51 | 107 95-120 | 4,15 |
| Куу, 1 фаза | 53 | 75 74-76 | 2,40 |
| 2 фаза | 79 | 266 190-310 | 1,44 |



Р и с. 27. Соотношение Sn-F в биотитах иультинских гранитоидов

1 - гранодиориты и кварцевые монцитониты, 2 - граниты, 3 - пегматиты, 4 - цвистеры



Р и с. 28. Распределение олова в биотитах с различным содержанием Al_{IV} и Al_{VI}

объясняется тем, что малоглиноземистые биотиты характерны для пород повышенной щелочности. Рост концентрации Sn в биотитах с повышением их глиноземистости подтверждается данными корреляционного анализа (табл. 19). Однако биотиты Дальненского и Синегорского массивов являются исключением из этого правила. По-видимому, в них низкое содержание олова связано с высокой активностью калия в расплавах. Изменение состава биотита обычно происходит в процессе дифференциации расплавов: с ростом их кислотности на фоне снижения температуры и повышения активности воды в слюдах увеличивается содержание глинозема (Маракушев, Тарарин, 1965). Накопление олова также происходит в процессе дифференциации расплавов. Поэтому увеличение концентрации олова в глиноземистых биотитах можно трактовать двояко: как свидетельство закономерности обогащения Sn остаточных дифференцированных расплавов или как признак исключительно высокого влияния активности щелочей (прежде всего калия) на поведение олова при кристаллизации гранитных магм.

В табл. 20 приведены данные, характеризующие уровень накопления олова в биотитах, различающихся не только суммарным содержанием алюминия, но и его распределением в тетраэдре и октаэдре. Между тем соотношение содержания алюминия в различных структурных позициях слюды может служить индикатором условий ее кристаллизации: в высокотемпературных условиях Al замещает Si тетраэдра, тогда как с увеличением давления преимущественно входит в октаэдр (Смит, 1968).

Таблица 19

Распределение алюминия и олова в биотитах

| № п/п | I фаза | | | | | |
|-------|-------------------------|------------------|------------------|--------------|----------------------|------------------|
| | Po + Bu + Il + Kв + Kпи | | | | (Po) + Bu + Il + Kпи | |
| | Σ Al | Al _{IV} | Al _{VI} | \bar{x} Sn | Σ Al | Al _{IV} |
| IA | 1,28 (6) | 1,12 | 0,16 | 35 | 1,30 (6) | 1,13 |
| IB | - | - | - | - | 1,40 (4) | 1,15 |
| II | 1,325 (5) | 1,15 | 0,175 | 2,6 | - | - |
| III | - | - | - | - | 1,27 (4) | 1,11 |
| IV | - | - | - | - | - | - |
| VA | 1,33 (7) | 1,11 | 0,22 | 8,5 | 1,36 (2) | 1,13 |
| | | | | | 1,53 (2) | 1,13 |
| VI | 1,30 (4) | 1,13 | 0,17 | 5,0 | - | - |
| VII | - | - | - | - | 1,53 (2) | 0,99 |
| VIII | - | - | - | - | 1,50 (4) | 1,19 |
| IX | 1,46 (11) | 1,10 | 0,36 | 4,7 | 1,53 (2) | 1,13 |
| X | - | - | - | - | 1,79 (2) | 1,01 |
| XI | - | - | - | - | 1,70 (2) | 1,21 |
| XII | - | - | - | - | 1,41 (2) | 1,02 |
| XIII | - | - | - | - | 1,29 (2) | 1,24 |
| XIV | - | - | - | - | 1,21 (2) | 1,20 |
| XV | - | - | - | - | 1,31 (2) | 1,00 |
| XVI | - | - | - | - | 1,35 (2) | 1,01 |
| XVII | - | - | - | - | 1,89 (1) | 0,86 |

Примечание. Верхояно-Чукотская область. IA – Восточно- и Западно (IB) – Иультинский интрузив. Сихотэ-Алинская складчатая область: Главный синклиниорий, интрузивы: II – Приисковский и Нижне-Арминский, III – Арминский, IV – Зиминский, VA – Дальненский, VB – шток Восточный, VI – интрузивы Верхне-Бикинского района; VII – Светлинский; Партизанский антиклинорий: VIII – Водопадненский; Западный структурный шов; IX – Синегорский. Восточно-Монгольская складчатая область (по материалам В.И. Коваленко М.И. Кузьминых): X – Бага-Гадзанырский, XI – Жанчивланский, XII – Онгон-Хайрханский. Средин-

Таблица 20

Парные коэффициенты корреляции олова с некоторыми катионами и

| № вы- борки | Катионы | | | | | |
|----------------|---------|------------------|------------------|--------|------------------|------------------|
| | Mg | Fe ²⁺ | Fe ³⁺ | Ti | Al _{VI} | Al _{IV} |
| 1 | -0,830 | 0,766 | 0,041 | -0,457 | 0,415 | 0,286 |
| 2 | -0,884 | 0,807 | -0,440 | 0,250 | -0,061 | 0,137 |
| 3 | -0,384 | -0,013 | 0,087 | -0,694 | 0,483 | -0,472 |
| 4 | -0,713 | 0,339 | -0,203 | -0,298 | 0,801 | -0,546 |

Примечание. 1 – Иультинский комплекс; 2 – Дальненский и Синегорский интрузивы; 3 – Водопадненский и др.; 4 – Акчатауский комплекс Казахстана; $\rho_{кр}$ – критическое значение коэффициента корреляции.

| I фаза | | | II фаза | | | |
|---------------------------|--------------|-----------|--------------------|------------------|------------------|--------------|
| (Po) + Bu + Il + Kв + Kпи | | | Bu + Il + Kв + Kпи | | | |
| Al _{VI} | \bar{x} Sn | | Σ Al | Al _{IV} | Al _{VI} | \bar{x} Sn |
| 0,17 | 66 | - | - | - | - | - |
| 0,25 | 140 | 1,645 (6) | 1,18 | 0,47 | 177 | |
| - | - | 1,40 | 1,14 | 0,27 | 49 | |
| 0,16 | 22 | 1,385 (7) | 1,125 | 0,26 | 34 | |
| - | - | 1,36 (2) | 1,16 | 0,20 | 42 | |
| 0,23 | 8,2 | 1,45 (2) | 1,12 | 0,33 | 26 | |
| 0,40 | 3,5 | - | - | - | - | |
| - | - | 1,30 (3) | 1,16 | 0,14 | 19 | |
| 0,54 | 130 | - | - | - | - | |
| 0,31 | 72 | - | - | - | - | |
| 0,40 | 3,5 | - | - | - | - | |
| 0,78 | 300 | - | - | - | - | |
| 0,49 | 290 | - | - | - | - | |
| 0,39 | 74 | - | - | - | - | |
| 0,05 | 12 | - | - | - | - | |
| 0,01 | 6,0 | 1,22 (1) | 1,12 | 0,10 | 20 | |
| 0,21 | 75 | 1,84 (1) | 1,06 | 0,78 | 250 | |
| 0,34 | 80 | - | - | - | - | |
| 1,03 | 640 | - | - | - | - | |

ный антиклинорий Центрального Казахстана (по В.И. Серых). XIII – Жаманкарabas, XIV – Восточный Коунрад, XV – Куу, XVI – Акчатау, XVII – Кара-Оба. Al_{VI} – содержание алюминия в октаэдре (ф. с), Al_{IV} – то же в тетраэдре, Σ Al – суммарное количество алюминия, \bar{x} Sn – среднее содержание олова (мг/г; в скобках – число анализов). Полный анализ биотита выполнен: для № X – в Институте геохимии СО АН СССР, для № XIV–XVI – в Центрально-Казахстанском геологическом управлении, остальные – в лаборатории геохимии ДВГИ Е.А. Лаговойской и С.П. Славкиной. Все определения Sn выполнены Э.Д. Голубевой.

коэффициентами биотитов

| Коэффициенты | | | $\rho_{кр}$ | Число проб | \bar{x} Sn |
|--------------|-----------------------|-----------------------|-------------|------------|--------------|
| <i>l</i> | <i>f</i> ⁰ | <i>f</i> ¹ | | | |
| 0,482 | 0,828 | 0,076 | 0,455 | 19 | 118 |
| 0,027 | 0,870 | -0,480 | 0,482 | 17 | 9 |
| 0,604 | 0,392 | 0,016 | 0,553 | 13 | 138 |
| 0,822 | 0,726 | -0,338 | 0,576 | 12 | 96 |

накопление олова в биотитах связано с уменьшением тетраэдрического алюминия и увеличением его содержания в октаэдре (рис. 28), т.е. с понижением температуры и ростом давления. Для вулкано-интрузивных гранитоидов Сихотэ-Алиня вхождение алюминия в октаэдр биотитов связано с ростом давления флюидной фазы, что особенно характерно для пород адамеллит-гранитной группы.

Вопросы кристаллохимии олова рассматривались Л.Х. Аренсом и У.Р. Либенбергом (1952), В.Л. Барсуковым (1957) и Л.Ф. Таусоном (1960). Предположение Аренса и Либенберга об изоморфном вхождении Sn^{4+} в биотиты было конкретизировано В.Л. Барсуковым (1957) в виде гетеровалентной схемы изоморфизма: $\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Li}^{1+} + \text{Sn}^{4+}$. Л.В. Таусон (1960), учитывая сложность реализации этой схемы, предложил рассматривать изовалентное вхождение Sn на место Ti как частный случай размещения четырехвалентных катионов в октаэдре биотитов.

Содержание олова, согласно результатам корреляционного анализа (см. табл. 19), в общем случае возрастает параллельно увеличению замены R^{2+} на R^{3+} в октаэдре биотитов. Отклонения от этой зависимости локальны и обусловлены физико-химическими факторами, отмеченными выше. Вместе с тем рост концентрации Sn в биотитах пропорционален увеличению содержания в них октаэдрического алюминия. Очевидно, повышение содержания Al_{VI} не только указывает на специфические условия (слабощелочная, кислая среда) образования оловосодержащих биотитов, но и служит важным фактором размещения Sn в структуре слоистых силикатов.

С учетом полученных нами данных о характере линейных коррелятивных связей олова с октаэдрическими катионами (см. табл. 20) вхождение Sn в триоктаэдрические слюды можно представить следующим образом. Допустим, что Sn^{4+} (Барсуков, Дурасова, 1966), имеющий ионный радиус $r_i = 0,74 \text{ \AA}$, может занимать в биотите позиции $\text{Fe}^{3+} - r_i = 0,67 \text{ \AA}$ или $\text{Ti}^{4+} - r_i = 0,64 \text{ \AA}$. Учитывая, что увеличение содержания олова, как правило, связано с повышением железистости биотитов и заменой Mg ($r_i = 0,78 \text{ \AA}$) на Fe ($r_i = 0,83 \text{ \AA}$) вхождение компактного иона алюминия ($r_i = 0,57 \text{ \AA}$ — по Гольдшмидту, $0,50 \text{ \AA}$ — по Полингу) представляется необходимым условием размещения крупных катионов в структуре триоктаэдрических слюд по схеме: $\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{3+} + \text{Sn}^{4+}$. На это указывает наличие положительных парных и частных корреляций Sn с Fe^{2+} и $\text{Al}_{\text{VI}}^{3+}$ и отрицательных — с Mg^{2+} и Ti^{4+} в "оловосодержащих" биотитах (см. табл. 19). С другой стороны, при трех вакантных позициях в стандартной ячейке на октаэдр биотита приходится, как правило, до шести главных катионов. Это приводит к мысли о чередовании в их структуре слоев с различным набором. В таком случае образование $\text{Fe}^{2+} - \text{Al}^{3+} - \text{Sn}^{4+}$ — мотива октаэдра биотитов представляется вероятным и соответствует аналитическим и экспериментальным данным (Барсуков, Дурасова и др., 1970).

Г.В. Ициксон и М.Ф. Кутуревой высказали предположение, что изоморфному вхождению олова в минералы (амфиболы) способствует структурное растяжение их решеток, а следовательно, и увеличение пара-

метров их элементарных ячеек. В случае реализации в биотитах предполагаемой изоморфной схемы: $Mg^{2+} + Fe^{3+} + Ti^{4+} \rightarrow Fe^{2+} + Al^{3+} + Sn^{4+}$ размеры элементарной ячейки должны уменьшаться благодаря увеличению в октаэдре слюд доли алюминия, имеющего малый ионный радиус. Важнейшие изовалентные и гетеровалентные замещения, ведущие к изменению размера элементарного пакета слюд, отражаются величиной их параметрических характеристик b и $c \sin \beta$ (Михеев, 1954; Берхин, 1954). По предварительным данным (N выборки = 10) в биотитах наблюдается обратная корреляционная зависимость ($r = 0,878$ при $K_{кр} = 0,632$) между содержанием олова (интервал 4–310 мг/г) и параметром b (9,152–9,305 Å), рассчитанным по данным рентгеноструктурных съемок¹. Согласно той же корреляционной матрицы, флуктуации значений величины b прямо пропорциональны количеству Mg^{2+} ($r = 0,692$), Fe^{3+} (0,353), Ti^{4+} (0,721), но обратно пропорциональны количеству Fe^{2+} (–0,669) и Al^{3+} (–0,491), содержащихся в октаэдре слюд. Таким образом, вхождение олова в слоистые алюмосиликаты, по-видимому, происходит в условиях структурного сжатия их октаэдра, что фиксируется уменьшением величины b . Возможно, крайнее выражение этих тенденций – максимальная концентрация Sn (600–1000 мг/г) в мусковитах, у которых размеры элементарных ячеек в направлении оси u уменьшаются до 8,964–9,076 Å.

Данные распределения олова в амфиболах (см. табл. 16) свидетельствуют о его накоплении с ростом щелочности (натровости) расплавов: рибекит в среднем содержит 63 мг/г, а роговая обманка – 27 мг/г. Концентрация олова в роговых обманках в целом возрастает с ростом содержания кремнезема в породе (табл. 21), и это, очевидно, связано не только с его накоплением в расплавах в ходе их дифференциации, но и с уменьшением общей щелочности расплавов. Распределение Sn в роговых обманках восточноультинских гранитоидов иллюстрирует его накопление по мере снижения их температуры кристаллизации (табл. 22). При этом, однако, режим кислотности-щелочности существенно влияет на поведение олова – с увеличением глиноземистости роговой обманки (обр. Л-541) в ней резко возрастает содержание олова.

Последовательная кристаллизация роговой обманки и биотита является, очевидно, следствием уменьшения в расплавах активности натрия и увеличения потенциала калия. Поэтому распределение олова в сосуществующих роговых обманках и биотитах может служить показателем влияния "типа щелочности" на поведение его в процессе магматической кристаллизации. Уменьшение уровня содержания Sn в биотитах, по сравнению с его накоплением в ранее кристаллизовавшихся роговых обманках (табл. 23), подтверждает уменьшение изоморфного рассеяния этого элемента с ростом активности калия в расплавах. Такой вывод основан на следующем: образование амфиболов связано, в основном, с высокой активностью натрия, а последующая кристаллизация биотита обусловлена накоплением калия и повышением его активности в ходе кристаллизации расплавов. При этом уменьшается общее количество олова, находящегося

¹ Установка УРС-60, $D = 57$, $d = 3$ мм, Fe – антикатод, экспозиция – 3 часа. Снимала Р.И. Мартина. Лаборатория физических методов исследования ДВГИ.

Таблица 21

Распределение олова в сосуществующих железо-магнезиальных минералах

| Порода, массив | № пробы | Содерж. SiO ₂ в породе, вес. % | Минерал | Содерж. минерала в породе, вес. % | Содерж. Sn в минерале, вес. % | Катионы в | |
|---------------------------------|---------|---|---------|-----------------------------------|-------------------------------|------------------|--|
| | | | | | | Fe ³⁺ | |
| Гранодиориты Нижне-Арминский | 082 | 61,6 | Ро | 6,5 | 20 | | |
| | | | Би | 13,5 | 3,2 | | |
| | 087 | 64,7 | Ро | 5,0 | 21 | | |
| | | | Би | 11,0 | 2,6 | | |
| | 094 | — | Ро | 5,6 | 13 | | |
| | | | Би | 12,0 | 3,8 | | |
| Присковый | 162 | 62,3 | Ро | 4,8 | 7,9 | | |
| | | | Би | 9,5 | 3,8 | | |
| | 164 | 63,2 | Ро | 4,8 | 6,3 | | |
| | | | Би | 9,5 | 5,0 | | |
| Адамеллиты Дальне-Арминский | С-5232 | 69,9 | Ро | 0,8 | 120 | | |
| | | | Би | 8,0 | 4 | | |
| | С-5213 | 69,2 | Ро | 0,6 | 32 | | |
| | | | Би | 8,5 | 16 | | |

Таблица 22

Распределение олова в сосуществующих железо-магнезиальных минералах

| № образца | К К + Na породы | Минерал | Коэффициент железистости | Коэффициент глиноземе- мистости | Катионы в | |
|-----------|-----------------------|---------|-----------------------------|---------------------------------------|------------------|--|
| | | | | | Fe ³⁺ | |
| Л-489 | 0,33 | Амфибол | 43,9 | 7,6 | 0,60 | |
| | | Биотит | 48,5 | 23,9 | 0,01 | |
| Л-541 | 0,34 | Амфибол | 43,7 | 8,5 | 0,46 | |
| | | Биотит | 52,0 | 22,5 | 0,23 | |
| Л-540 | 0,31 | Амфибол | 43,4 | 7,6 | 0,41 | |
| | | Биотит | 55,0 | 22,6 | 0,25 | |

* Температура кристаллизации определялась по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру.

в железо-магнезиальных минералах в изоморфном состоянии. Отмеченное особенно характерно для гранитоидов с повышенным содержанием калия. В период кристаллизации биотита происходит изменение и других физико-химических параметров магматической системы: снижается активность кислорода, резко увеличивается содержание свободных гидроксил-групп (табл. 23), что дает основание полагать, что в этот период образуются гидроксил-комплексы олова.

гранитоидов Арминского комплекса (по данным А.А. Стрижковой)

| Кол-во Sn в минерале, мг/г | Содержание H ₂ O в минерале, вес. % | Кол-во H ₂ O в минерале, вес. % | Fe ³⁺ , % | | Содержание F в минерале, вес. % |
|----------------------------|--|--|-------------------------------------|--|---------------------------------|
| | | | Fe ²⁺ + Fe ³⁺ | | |
| 1,30 | 2,17 | 0,15 | 31 | | 0,0 |
| 0,42 | 3,12 | 0,42 | 11 | | 0,0 |
| 1,05 | 3,18 | 0,16 | 20 | | 0,27 |
| 0,29 | 4,46 | 0,49 | 11 | | 0,0 |
| 0,73 | 2,72 | 0,15 | 30 | | 0,34 |
| 0,46 | 3,80 | 0,45 | 20 | | 0,48 |
| 0,38 | 2,61 | 0,12 | 27 | | 0,90 |
| 0,36 | 2,93 | 0,28 | 18 | | 0,0 |
| 0,30 | 2,59 | 0,12 | 27 | | 0,45 |
| 0,47 | 3,53 | 0,33 | 20 | | 0,38 |
| 0,96 | 1,75 | 0,01 | 13 | | 0,85 |
| 0,32 | 2,62 | 0,21 | 4 | | 0,98 |
| 0,19 | 1,76 | 0,01 | 8 | | 0,41 |
| 1,36 | 3,11 | 0,26 | 7 | | 1,01 |

гранитоидов Восточно-Иультинского комплекса

| октаэдре | Содержание F, вес. % | Содержание Sn, 1/г | Температура кристаллизации* | Коэффициент распределения между амфиболом и биотитом |
|----------|----------------------|--------------------|-----------------------------|--|
| | | | | |
| 0,10 | 0,34 | 9 | 700 | 0,64 |
| 0,24 | 1,05 | 14 | | |
| 0,10 | 0,86 | 120 | 650 | 4,10 |
| 0,21 | 0,33 | 29 | | |
| 0,09 | 0,29 | 30 | 610 | 0,28 |
| 0,22 | 0,39 | 80 | | |

Таким образом данные распределения олова в водных алюмосиликатах подтверждают высокое влияние щелочности на поведение олова в магматических процессах.

Особенности распределения олова в окислах можно рассмотреть на примере магнетита - распространенного акцессорного минерала магматических пород. Образование магнетита зависит в большей мере от окислительных свойств магматических расплавов, чем от условий их кристал-

Таблица 23

Распределение Sn, W, Mo в сосуществующих роговиках обманках и биотитах

| Показатели | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----------------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| | Л-214 | Л-214а | 1370-А | Л-1369 | Л-238 | Л-614 |
| Роговая обманка | | | | | | |
| f^O | 40 | 46 | 38 | 34 | 39 | 40 |
| f' | 32 | 31 | 36 | 34 | 43 | 34 |
| l | 9,4 | 9,1 | 8,9 | 8,9 | 9,6 | 9,6 |
| l , вес. % | 0,48 | 0,40 | 0,30 | 0,17 | 0,24 | 0,32 |
| Sn, г/т | 20 | 8 | 10 | 10 | 9 | 11 |
| W, г/т | 4,0 | 0,8 | 22 | 60 | 1,8 | 1,3 |
| Mo, г/т | 1,0 | 0,8 | 17 | 19 | 2,2 | 0,5 |
| Биотит | | | | | | |
| f^O | 48 | 48 | 46 | 45 | 46 | 51 |
| f' | 26 | 16 | 43 | 23 | 40 | 30 |
| l | 18,4 | 18,6 | 22,3 | 22 | 19 | 19 |
| l , вес. % | 0,56 | 0,30 | 0,27 | 0,0 | 0,50 | 0,38 |
| Sn, г/т | 6 | 6 | 4 | 5 | 1,2 | 10 |
| W, г/т | 2,0 | 4,0 | 4,8 | 22 | 0,8 | 0,5 |
| Mo, г/т | 0,4 | 0,5 | 10 | 16 | 1,5 | 2,7 |
| Коэфф. распределения | | | | | | |
| K_{Sn}^{Po-Bi} | 3,3 | 1,3 | 2,5 | 2,0 | 7,5 | 1,1 |
| K_W^{Po-Bi} | 2,0 | 0,2 | 4,6 | 2,7 | 2,2 | 2,6 |
| K | 0,35 | 0,54 | 0,50 | 0,45 | 0,40 | 0,45 |
| $Na + K_{пор}$ | | | | | | |

Примечание. 1-5 - Синегорский массив, кварцевые монзониты; 6 - Яковлевский, кварцевый монзонит; 7 - Кировский, кварцевый монзонит; 8 -

лизации. Поэтому можно предположить, что распределение олова в магнетитах изверженных пород наиболее достоверно характеризует относительную обогащенность им различных магм, формировавших интрузивные и эффузивные породы.

Сравнение среднего содержания (аномальные значения исключались) олова в магнетитах широкой гаммы пород (табл. 24) показалось, что максимальные концентрации этого элемента характерны для эффузивов ультраосновного состава - 36 г/т, щелочных базальтов - 37 г/т и кислых эффузивов - 56 г/т. В магнетитах комагматичных им интрузивных пород концентрация Sn, как правило, снижается более чем в 2 раза. Очевидно, процессы дифференциации расплавов в интрузивных камерах, независимо от состава исходных магм, ведут к обособлению олова и накоплению его в остаточных расплавах, что, как подчеркивалось выше, определяет поведение олова в ходе магматогенной кристаллизации.

гранитондов Сихотэ-Алиня и Чукотки

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Л-657 | Л-353 | Л-365 | Л-717 | Л-724 | Л-823 | Л-824 |
| 44 | 46 | 44 | 43 | 41 | 57 | 61 |
| 29 | 18 | 16 | 23 | 25 | 26 | 46 |
| 11 | 10 | 10 | 10 | 10 | 13 | 14 |
| 0,44 | 0,0 | 0,0 | 0,16 | 0,0 | 0,0 | 0,23 |
| 21 | 11 | 16 | 15 | 5 | 17 | 12 |
| 0,4 | 2,4 | 0,6 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,6 |
| 0,5 | 1,4 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 1,6 |
| 56 | 52 | 56 | 51 | 52 | 64 | 65 |
| 28 | 24 | 16 | 20 | 21 | 25 | 22 |
| 20 | 21 | 19 | 20 | 20 | 20 | 20 |
| 0,61 | 0,30 | 0,34 | 0,35 | 0,0 | 0,38 | 0,47 |
| 3,5 | 4,5 | 12 | 6 | 5 | 11 | 11 |
| 0,4 | 1,6 | 0,8 | 1,0 | 0,6 | 1,6 | 2,4 |
| 0,5 | 1,1 | 2,0 | 4,5 | 1,0 | 0,5 | 2,5 |
| 6,0 | 2,4 | 1,3 | 2,5 | 5,0 | 1,5 | 1,1 |
| 1,0 | 1,5 | 0,7 | 0,4 | 0,7 | 2,5 | 0,2 |
| - | 0,38 | 0,40 | 0,45 | 0,44 | 0,40 | 0,40 |

9 - Дальненский, кварцевый монзонит; 10-11 - Ливадийский, гранодиорит; 12-13 - Валентиновский, биотит-роговообманковый адамеллит.

Особенно интересны данные о различном содержании Sn в магнетите щелочных (37 г/т) и толеитовых (13 г/т) базальтов, что косвенно подтверждает предположение о повышенной оловоносности глубинных, богатых калием базальтоидных магм (Барсуков, 1973; Говоров, 1973). Магнетит трахиандезитов обнаруживает низкий уровень накопления Sn, что возможно, связано с высоким потенциалом щелочей, препятствующих вхождению олова в структуру магнетита. Определенное среднее содержание (табл. 24), очевидно, не соответствует предельно возможной концентрации Sn в магнетите трахиандезитовых комплексов. Содержание олова в этом минерале из трахиандезитов и трахидацитов Араратского комплекса (Кавалеровский рудный район, Приморье) достигает в среднем 105-210 г/т (табл. 25), что в целом подтверждает представление о повышенной "оловоносности" трахиандезитовых расплавов.

Распределение титана и олова в магнетитах магматических пород

| Порода | TiO ₂ , вес.% | Sn, г/т |
|---|--------------------------|---------|
| Ультраосновные | | |
| эффузивные фации | 6,0 | 36 |
| интрузивные " | 4,1 | 14 |
| Толситовые базальты | 7,1 | 13 |
| Щелочные базальты | 9,9 | 37 |
| Толситовые диабазы | 11,4 | 18 |
| Гранитные диабазы | 11,2 | 22 |
| Габброиды | 4,5 | 12 |
| Монцитонитоиды | 4,4 | 22 |
| Оливин-анортитовые включения в толситовых базальтах | 7,2 | 7 |
| Андезиты (толситовые) | 7,0 | 17 |
| Трахиандезиты | 7,6 | 16 |
| Диориты, плагиограниты | 1,9 | 29 |
| Гранодиориты | 1,1 | 19 |
| Кислые эффузивы | 11,3 | 56 |
| Адамеллиты и граниты | 1,7 | 27 |

Распределение олова в магнетитах в основном не коррелируется с уровнем накопления в них титана: по-видимому, кристаллохимические факторы не играли сколько-нибудь значительной роли в избирательном накоплении Sn в магнетитах. Принято считать, что концентрация титана в магнетитах определялась температурой их кристаллизации. Если это допущение справедливо, то можно заключить, что накопление Sn в магнетитах происходит независимо от температуры, а уровень накопления определяется его концентрацией в исходном расплаве и активностью щелочей в них. Корреляционный анализ тем не менее показывает наличие корреляционной связи олова с титаном в магнетитах пород близкого состава. Это характерно для магнетитов гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, но не наблюдается в эффузивах кислого состава, в магнетитах которых распределение олова коррелируется только со свинцом, что указывает на возможную близость геохимии этих элементов при кристаллизации магм риолит-дацитового состава. Для магнетитов группы гранодиоритов характерны также корреляционные связи с Pb, дополняемые корреляцией Sn с Mn, подчеркивающие в какой-то мере возможность концентрирования олова в условиях повышенной щелочности. Среди микроэлементов адамеллит-гранитной группы олова коррелятивно связано с Ni и Cu, т.е. элементами с халькофильными свойствами.

Анализ данных о распределении олова и других микрокомпонентов в магнетитах генетически связанных серий пород (интрузивных и эффузивных) позволяет выявить детали, более полно характеризующие геохимию олова в процессах магматической дифференциации.

Известково-щелочная серия включает андезит-гранодиоритовую и риодацит-адамеллитовую вулкано-интрузивные ассоциации. Первая ассоциация представлена интрузивами кальциевых гранитоидов синегорского типа, кристаллизовавшихся, возможно, в приповерхностных условиях из дифференцированных андезитовых магм, и типичными вулкано-интрузивными комплексами (Солонцовским, Бринеровским). В обоих случаях концентрация олова в породах характеризуется близкими кларку значениями, тогда как картина его распределения в магнетитах отличается существенными особенностями. Так, уровень содержания олова в магнетитах гранитоидов синегорского типа почти всегда дифференцирован – зависит от последовательности формирования пород, их основности и щелочности. Оловом обычно обогащен магнетит поздних дифференциатов, причем в минералах пород щелочных (существенно натровых) фаций он накапливается в значительно большем количестве, чем в кислых лейкократовых гранитах (табл. 25). Магнетиты типичных вулкано-интрузивных комплексов, независимо от основности и щелочности содержащих их пород, фиксируют олово в незначительном количестве (см. табл. 25). Отмеченные особенности распределения Sn в магнетитах Дальнегорского и Бринеровского комплексов пока трудно объяснимы; можно лишь предположить, что в системах открытого типа усиливается эффект "эмационной отгонки" олова, а образование подвижных комплексов препятствует его вхождению в структуру магнетита.

Магнетиты адамеллит-гранитной ассоциации (Партизанский антиклинорий) отличаются весьма высоким содержанием олова. Это представляется закономерным – адамеллиты и граниты комагматичны кислым эффузивам, магнетиты которых характеризуются максимальной концентрацией олова. Очевидно, кристаллизационная дифференциация риодацитовых магм в малоглубинных камерах обуславливает дальнейшее накопление олова, что фиксируется его высоким содержанием в магнетитах адамеллитов и гранитов – производных этих расплавов.

Магнетиты пород повышеноосновного и лейкократового типов, представляющих приморскую серию, по уровню содержания олова сопоставимы с магнетитами синегорских гранитоидов. Распределение Sn в магнетитах вполне сопоставимо с общей распространенностью этого элемента в породах. Таким образом, магнетиты достаточно определенно характеризуют региональные геохимические особенности пород приморской серии.

Распределение микропримесей в магнетитах пород щелочно-известковой ассоциации подчеркивает их геохимическую специфику: магнетиты трахиандезит-мондомитовой ассоциации, в отличие от магнетитов других пород, характеризуются повышенным содержанием никеля, ванадия, цинка; в них необычно высок уровень концентрации олова и свинца по сравнению с распространенностью этих элементов в магнетитах пород известково-щелочного ряда (см. табл. 25). Накопление олова в магнетитах последовательно кристаллизовавшихся пород, очевидно, контролировалось щелочными свойствами остаточных расплавов: с увеличением щелочности и активности калия магнетиты фиксировали олово в умень-

Таблица 25

Распределение олова и сопутствующих микроэлементов в магнетитах важнейших

| Вулкано-интрузивная ассоциация, массив (вулкано-интрузивный комплекс), порода | Число проб | Ti | Mn | Sn |
|---|------------|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |

Известково-щелочная серия

Андезит-гранодиоритовая ассоциация

| | | | | |
|---|---|-----|------|-----|
| Синегорский массив | | | | |
| гранодиориты | 6 | 0,9 | 0,16 | 10 |
| микродиориты (включения) | 3 | 1,1 | 0,16 | 30 |
| лейкократовый гранит | 1 | 0,4 | 0,13 | 130 |
| окварцованный альбитизированный гранодиорит | 1 | 0,5 | 0,11 | 29 |
| гранат-магнетитовый экзокорн | 1 | 0,5 | 1,20 | 420 |
| Яковлевский массив | | | | |
| гранодиориты | 2 | 1,1 | 0,25 | 32 |
| Кировский массив | | | | |
| биотит-роговообманковый гранодиорит | 2 | 6,5 | 0,43 | 49 |
| сиенит | 2 | 5,8 | 0,43 | 170 |
| граносиенит | 1 | 2,7 | 0,95 | 83 |
| Ливадийский массив | | | | |
| гранодиориты | 4 | 2,4 | 0,32 | 35 |
| лейкограниты, нордмаркиты | 2 | 8,0 | 0,66 | 360 |
| Солонцовский вулкано-интрузивный комплекс | | | | |
| андезиты | 1 | 5,0 | 0,6 | 16 |
| микродиориты (включения) | 2 | 1,1 | 0,15 | 22 |
| гранодиорит-порфиры | 2 | 1,4 | 0,08 | 25 |
| гранит-порфиры | 2 | 2,4 | 0,34 | 25 |
| Бринеровский вулкано-интрузивный комплекс | | | | |
| андезиты | 1 | 3,1 | 0,87 | 10 |
| липариты | 5 | 0,8 | 0,12 | 10 |
| гранодиориты | 3 | 0,8 | 0,04 | 10 |
| микродиориты (включения) | 3 | 0,6 | 0,04 | 7 |
| микроклинизированные гранодиориты | 2 | 0,8 | 0,10 | 11 |
| тоналит | 2 | 2,7 | 0,38 | 23 |
| микроклиновидный аляскит (шпирты) | 6 | 1,0 | 0,17 | 12 |
| Нижне-Арминский массив | | | | |
| гранодиориты | 2 | 0,7 | 0,19 | 9 |

Риодацит-адамеллитовая ассоциация

| | | | | |
|----------------------------|---|-----|------|-----|
| Водопадненский массив | | | | |
| адамеллиты | 8 | 4,5 | 0,57 | 170 |
| Беневский массив | | | | |
| гранит-аплиты эндоконтакта | 2 | 2,8 | 0,40 | 150 |

вулкано-интрузивных серий Сихотэ-Алиня

| Zr | Pb | Cu | Zn | V | Cr | Ni | Co |
|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |

Известково-щелочная серия

Андезит-гранодиоритовая ассоциация

| | | | | | | | |
|-----|-----|------|------|------|------|------|----|
| 175 | 11 | 34 | 480 | 2100 | 1800 | 69 | 34 |
| 300 | 51 | 23 | 226 | 2180 | 620 | 62 | 39 |
| 63 | 17 | 1100 | 290 | 1800 | 340 | 98 | 24 |
| 120 | 1 | 520 | 330 | 6000 | 1100 | 190 | 45 |
| 120 | 5 | 1200 | 2700 | 790 | — | 6 | 52 |
| 59 | 26 | 2950 | 150 | 2450 | 3400 | 780 | 53 |
| 95 | 90 | 195 | 870 | 160 | 275 | 310 | 19 |
| 53 | 87 | 195 | 1220 | 195 | 100 | 13 | 13 |
| 29 | 8 | 52 | 500 | 63 | 20 | 16 | 87 |
| 100 | 34 | 160 | 295 | 4850 | 3250 | 165 | 45 |
| 470 | 98 | 290 | 330 | 655 | 150 | 151 | 15 |
| 250 | 16 | 69 | 1400 | 2100 | 890 | 330 | 30 |
| 50 | 57 | 90 | 200 | 2600 | 200 | 235 | 22 |
| 105 | 52 | 75 | 150 | 1650 | 140 | 130 | 17 |
| 165 | 50 | 130 | 700 | 1950 | 155 | 144 | 22 |
| 59 | 9 | 250 | 76 | 170 | 500 | 1200 | 23 |
| 40 | 16 | 85 | 165 | 1050 | 240 | 140 | 22 |
| 49 | 36 | 52 | 180 | 370 | 920 | 178 | 19 |
| 36 | 12 | 39 | 156 | 3000 | 430 | 110 | 14 |
| 38 | 30 | 60 | 170 | 2650 | 1160 | 165 | 37 |
| 57 | 18 | 65 | 115 | 4900 | 2300 | 135 | 57 |
| 134 | 150 | 150 | 200 | 1100 | 630 | 680 | 38 |
| 180 | 24 | 28 | 150 | 2300 | 1900 | 97 | 43 |

Риодацит-адамеллитовая ассоциация

| | | | | | | | |
|-----|----|-----|-----|------|-----|----|----|
| 84 | 41 | 28 | 320 | 1400 | 225 | 30 | 24 |
| 270 | 31 | 250 | 770 | 940 | 110 | 31 | 22 |

Т а б л и ц а 25 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|------|------|-----|
| Лазовский массив | | | | |
| гранит-порфиры роговообманковые | 1 | 2,7 | 0,50 | 110 |
| Валентиновский массив | | | | |
| роговообманково-биотитовые ада- меллиты | 5 | 3,3 | 0,60 | 63 |
| микродiorиты (включения) | 4 | 1,6 | 0,20 | 40 |
| биотитовые граниты | 1 | 2,3 | 0,27 | 150 |
| Владимирский массив | | | | |
| адамеллиты роговообманково- биотитовые | 4 | 1,9 | 0,40 | 26 |
| микродiorиты (включения) | 3 | 1,0 | 0,30 | 5 |
| гранит щелочной, лежащий бок жилы | 1 | 1,2 | 0,40 | 40 |
| то же, висячий бок | 1 | 1,0 | 0,50 | 29 |
| шлировый пегматит | 1 | 2,0 | 1,00 | 53 |
| Зеркальненский массив | | | | |
| биотитовый гранит | 1 | 2,3 | 0,50 | 79 |
| Опричникский массив | | | | |
| биотитовый гранит | 2 | 8,4 | 3,20 | 18 |
| <i>Щелочно-известковая серия</i> | | | | |
| Трахиандезит-монцонитовая ассоциация | | | | |
| Березовский массив | | | | |
| монцониты эндоконтакта | 2 | 8,6 | 1,8 | 94 |
| монцониты | 2 | 6,3 | 0,3 | 64 |
| сиениты жильные | 3 | 1,3 | 0,2 | 42 |
| Араратский вулcano-интрузивный комп- лекс | | | | |
| трахиандезиты | 3 | 1,0 | 0,6 | 72 |
| трахидациты | 3 | 11,7 | 0,1 | 79 |
| роговообманковые сиениты (включе- ние в андезитах) | 1 | 0,9 | 1,2 | 130 |
| монцониты | 5 | 4,1 | 0,3 | 19 |

шающемся количестве. Так, березовские монцониты содержат 94 г/т Sn в магнетите ($K_2O + Na_2O_{пор} = 4,7$ вес %; $\frac{K}{K+Na} = 0,34$), сиениты — 42 г/т ($K_2O + Na_2O_{пор} = 7,4$ вес %, $\frac{K}{K+Na} = 0,52$); араратские трахиандезиты — 72 г/т ($K_2O + Na_2O_{пор} = 6,9$ вес %; $\frac{K}{K+Na} = 0,13$), монцониты — 19 г/т ($K_2O + Na_2O_{пор} = 7,4$ вес %, $\frac{K}{K+Na} = 0,49$). Рассмотренные данные отчетливо показывают, что ведущим фактором распределения олова в минералах (в данном случае магнетита) и породах является, по-видимому, щелочность исходных расплавов.

| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------------|---------|-----|-------|-------|-------|------|----|
| 93 | 23 | 250 | 950 | 480 | 2500 | 3900 | 57 |
| 420 | 21 | 36 | 340 | 1780 | 160 | 40 | 32 |
| 110 | 70 | 40 | 270 | 2200 | 200 | 200 | 34 |
| 750 | 13 | 3 | 180 | 1300 | 120 | 1 | 25 |
| 1500 | 17 | 90 | 440 | 4200 | 410 | 41 | 90 |
| 400 | 10 | 10 | 400 | 2600 | 320 | 30 | 90 |
| 140 | 48 | 110 | 72 | 1200 | 760 | 150 | 72 |
| 140 | 81 | 110 | 400 | 1800 | 4300 | 100 | 43 |
| 150 | 30 | 6 | 1300 | 340 | 11 | | 14 |
| 1000 | 91 | | 630 | 830 | 320 | 19 | 18 |
| 2000 | 27 | 30 | 950 | 1750 | 39 | 3 | 19 |
| <i>Щелочно-известковая серия</i> | | | | | | | |
| Трахиандезит-монцонитовая ассоциация | | | | | | | |
| 77 | 225 | 440 | 640 | 1950 | 1400 | 3550 | 54 |
| 86 | Не опр. | 88 | 415 | 21000 | 625 | 320 | 24 |
| 47 | 165 | 50 | 246 | 1630 | 360 | 146 | 25 |
| 105 | 35 | 160 | 10000 | 1400 | 8700 | 585 | 63 |
| 210 | 51 | 150 | 10000 | 2100 | 1400 | 820 | 56 |
| 210 | 28 | 260 | 10000 | 1800 | 16000 | 1100 | 89 |
| 63 | 21 | 140 | 1170 | 3800 | 2100 | 610 | 55 |

ГЕОХИМИЯ ВОЛЬФРАМА В ПРОЦЕССАХ
МАГМАТИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Вольфрам, по классификации В.М. Гольдшмидта, относится к литофилам, располагаясь на убывающей ветви кривых атомных объемов элементов четвертой группы, начинающейся с серебра. Он имеет четный порядковый номер (74) и сравнительно небольшой ионный радиус (0,60 Å по Полингу, 0,68 Å по Гольдшмидту, Бокию и Белову), что сближает W^{4+} с элементами, типичными для протокристаллизации. Г. Смит (1968) относит вольфрам к одной группе с Cr, Mo и U.

Распространенность элементов этой группы уменьшается в соответствии с увеличением их атомного номера, т.е. в отличие от хрома, они должны были накапливаться в ходе процессов дифференциации глубинного и корового вещества. Эту общую тенденцию хорошо иллюстрируют данные о распространенности W в главных типах пород: 0,15 г/т в хондритах, 0,1 в гипербазитах, 1,0 в базальтоидах, 1,5 в гранитах и 2 г/т в осадочных породах (Виноградов, 1962). Исходя из этих данных, можно заключить, что накопление вольфрама определяется степенью дифференциации вещества.

Некоторые исследователи приводят данные о повышенном содержании W в породах, являющихся производными глубинных основных и щелочных магм. Примеры чрезвычайно высокой концентрации вольфрама в фонолитах (3,7–23,7 г/т), нефелинитах (1,7–12,1 г/т) и трахитах (5,8 г/т) Уганды приведены в работе Джеффери (Geffery, 1959). Столь же высокое содержание W установлено Декейтом (Decate, 1966) в нефелиновых сиенитах (1–21 г/т) и других щелочных породах (5,1 г/т) Индии.

Полученные Джеффери и Декейтом данные имеют исключительно важное значение, поскольку указывают на принципиальную возможность накопления вольфрама в связи с формированием глубинных щелочных магм, внедрение которых, по-видимому, связано с периодом развития континентальных рифтовых зон, обновлением или заложением глубоко проникавших разломов. Не менее интересны данные Г.Н. Старкова (1971) о повышенной концентрации вольфрама в кортландитах (2,8 г/т) и габбро-норитах (9,7 г/т) геосинклинальных кортландит-норитовых комплексов Ганальского хребта Камчатки.

Таким образом, как в платформенных, так и в геосинклинальных условиях могли возникать расплавы, существенно обогащенные вольфрамом.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЛЬФРАМА В ПОРОДАХ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Распространенность вольфрама в породах различных геологических формаций Сихотэ-Алиня, по материалам ряда авторов (Говоров и др., 1975), показана в табл. 26.

Анализу распределения рудогенных элементов в метаморфических породах нередко придается большое значение, так как с процессами анатексиса и палингенеза метаморфического субстрата связывают образование гранитоидов батолитового, а частично и вулканоплутонического типа. Жесткие глыбы, подобные Колымскому, Буреинскому и Ханкайскому срединным массивам, испытавшие многократную активизацию, — характерный элемент внешнего обрамления приокеанических структур Тихоокеанского подвижного пояса. Предполагается, что развитие в их пределах метаморфические породы служат цоколем геосинклинального разреза ряда структурно-формационных зон Дальнего Востока.

М е т а м о р ф и ч е с к и е п о р о д ы. В Приморской металлогенической области (Уссурийская зона, Главный антиклинорий) роль промежуточных концентраторов вольфрама могли играть калиевые метаморфиты ханкайского (миogeосинклинального) типа (Говоров, Мишкин и др., 1970., Мишкин и др. 1970). И.Н. Говоровым и М.А. Мишкиным выявлено прогрессирующее накопление вольфрама с увеличением степени метаморфизма пород (табл. 26). Максимальная концентрация этого элемента (4,7 г/т) наблюдается в нижнепротерозойских биотит-гранатовых и биотит-кордиеритовых гнейсах иманского комплекса. Для сравнения укажем, что отмеченные тенденции не характерны для архейских существенно натриевых метаморфитов эвгеосинклинального типа (Тайгоносский массив): среднее (1,4 г/т) и максимальное (2,4 г/т) содержание в них ниже, чем в фациально сопоставимых калиевых метаморфитах. Поэтому различия в вольфрамоносности пород калиевой и натриевой формаций могут объясняться не особенностями накопления W в исходных для них осадочных комплексах, а характером их последующей переработки метаморфическими процессами. Существенное увеличение концентрации W в глубоко метаморфизованных образованиях по сравнению со слабо метаморфизованными осадочными породами (Вознесенский комплекс) обусловлено, на наш взгляд, его привнесом калийсодержащими метаморфизирующими растворами. Поскольку максимально обогащены вольфрамом наиболее древние и глубоко переработанные образования, можно предполагать, что накопление вольфрама, как и олова (Говоров, 1971) происходило в результате многократного проявления метаморфических преобразований.

Многократно проверенные данные (Зимин, 1972; Бузык, 1970; Недашковский и др., 1971) указывают на нивелированную, близкую мировому кларку (Виноградов, 1962), концентрацию вольфрама в терригенных комплексах различных структурно-формационных зон Приморья (см. табл. 26). Несколько повышенное содержание вольфрама (2,8–3,0 г/т) отмечено в осадочных породах вулканогенно-терригенного комплекса Западно-Приморской зоны, тогда как минимальная концентра-

Таблица 26

Среднее содержание вольфрама (г/т) в метаморфических, осадочных и магматических образованиях Приморской металлогенической области

| Структурно-фациальная зона, комплекс, серия | W | Число проб |
|---|-----|------------|
| <i>Ханкайский массив</i> | | |
| Иманский метаморфический комплекс (PR ₁) | 3,7 | 44 |
| Нахимовский метаморфический комплекс (PR ₂) | 3,2 | 18 |
| Кабаргинский метаморфический комплекс (PR ₃) | 2,3 | 22 |
| Вознесенский осадочно-метаморфогенный комплекс (PR ₃ -€) | 2,1 | 244 |
| Ранне-среднепротерозойский мигматитовый комплекс (порфиروبластические граниты, гранито-гнейсы и т.д.) | 0,9 | |
| Позднепротерозойский интрузивный комплекс (биотит-мусковитовые и биотитовые граниты, аляскиты) | 1,1 | |
| Среднепалеозойский интрузивный комплекс | 0,6 | 50 |
| Позднепермский интрузивный комплекс (биотитовые мелкозернистые граниты) | 4,6 | 10 |
| Синегорская позднемеловая серия (кварцевые монцитониты, гранодиориты, аляскиты) | 2,0 | 146 |
| <i>Бикинская зона</i> | | |
| Васильевский комплекс (биотитовые и двуслюдяные граниты) | 3,4 | 14 |
| Бикинский интрузив (кварцевые монцитониты) | 1,1 | 5 |
| <i>Западно-Приморская зона</i> | | |
| Среднепалеозойский вулканогенно-терригенный комплекс (PZ ₂) | 2,8 | 55 |
| в том числе андезитовые порфириды и их туфы (кордонкинская свита) | 1,7 | 10 |
| Верхнепалеозойский вулканогенно-терригенный комплекс (PZ ₃) | 3,0 | 165 |
| в том числе базальтовые порфириды, диабазы, спилиты (барабашская свита) | 1,8 | 20 |
| <i>Уссурийская зона</i> | | |
| Верхнепалеозойский вулканогенно-терригенный комплекс (P ₁ -P ₂) | 1,9 | 282 |
| песчаники | 1,3 | — |
| алевролиты | 1,8 | — |
| андезитовые порфириды | 2,8 | — |
| кварцевые порфиры | 2,6 | — |
| Верхнемезозойский терригенный комплекс | 2,6 | 45 |
| <i>Главный антиклинорий</i> | | |
| Верхнепалеозойский вулканогенно-терригенный комплекс | 2,5 | 220 |
| песчаники | 1,8 | 27 |
| алевролиты | 3,3 | 19 |
| сланцы и аргиллиты | 3,5 | 31 |
| кремнистые породы | 1,1 | 7 |
| базальтовые порфириды | 1,4 | 21 |

Т а б л и ц а 26 (окончание)

| Структурно-фациальная зона, комплекс, серия | W | Число проб |
|---|-----|------------|
| диабазы | 1,3 | 14 |
| спилиты | 1,2 | 24 |
| <i>Южно-Приморская зона</i> | | |
| Среднепалеозойский комплекс сергеевских габброидов | 0,7 | 14 |
| Находкинский интрузив (диориты) | 2,8 | 17 |
| Партизанская серия (биотитовые адамеллиты и граниты) | 3,0 | 60 |
| <i>Главный синклинорий</i> | | |
| Верхнепалеозойский терригенно-кремнистый комплекс | 2,0 | 90 |
| песчано-сланцевые образования (С-Р ₁) | 2,2 | 66 |
| То же (Р ₂) | 1,7 | 21 |
| Мезозойский флишоидный комплекс | 2,6 | 160 |
| алевролиты (Т ₂ -Т ₃) | 3,1 | 26 |
| песчаники (Т ₂ -Т ₃) | 1,3 | 14 |
| Бачелазская позднемезозойская серия | 2,2 | - |
| Дальненский комплекс (габбро, кварцевые монзониты, диориты, граниты) | 2,8 | 130 |
| Арминский комплекс (габбро, гранодиориты, граниты) | 2,2 | 160 |
| Березовский комплекс | 3,0 | 50 |
| андезиты, трахиандезиты и дациты | 3,9 | 21 |
| габбро-монзониты, сиениты, граносиениты | 2,8 | 29 |
| Фурмановский комплекс (диоритовые порфириты, габбро, оливковые монзониты, гранодиориты, граниты) | 1,6 | 15 |
| Самаргинский комплекс (диоритовые порфириты, граниты) | 2,6 | 40 |
| <i>Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген</i> | | |
| Верхнемеловой эффузивный комплекс | | |
| петрозувская свита (андезиты) | 2,1 | 9 |
| синанчинская свита (андезиты) | 1,6 | 9 |
| ольгинская серия (липариты и их туфы) | 1,9 | 16 |
| Приморская дат-палеогеновая интрузивная серия (амфибол-биотитовые и биотитовые адамеллиты, граниты, аляскиты) | 2,4 | 150 |
| Дат-палеогеновый эффузивный комплекс | | |
| винская толща (дациты, кварцевые порфиры) | 2,7 | 6 |
| сияновская свита (дациты, липариты) | 2,3 | 9 |
| самаргинская свита (андезиты) | 1,4 | 10 |
| богопольская свита (липариты) | 1,7 | 11 |

ция вольфрама (1,7-2,5 г/т) установлена в образованиях терригенно-кремнистого и флишоидного комплексов Главного синклинория. Мотонное распределение вольфрама по разрезу разновозрастных осадочных толщ не позволяет выделить геохимически специализированные седиментационные циклы ни в одной из структурно-формационных зон Приморской металлогенической области. В пределах рассматриваемой части Тихоокеанского рудного пояса пока, очевидно, нет никаких оснований говорить о геохимической, а тем более металлогенической

Таблица 27

Содержание вольфрама (г/т) в магматических породах Сихотэ-Алиня

| Этап развития области | Магматические комплексы | Число анализов | Среднее арифметическое |
|-------------------------------|--|----------------|------------------------|
| Платформенный | Щелочно-оливиновые базальты | 110 | 3,6 ± 0,26 |
| | Оливиновые базальты и плато-базальты | 104 | 1,7 ± 0,15 |
| Посторогенный (телеорогенный) | Трахиандезиты | 21 | 3,9 ± 0,41 |
| | Липариты, фельзиты, их туфы и игнимбриты | 82 | 2,5 ± 0,17 |
| | Андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты | 140 | 2,3 ± 0,47 |
| | Гранодиориты, биотит-амфиболовые граниты | 308 | 2,06 ± 0,18 |
| Геосинклинальный | Диабазы и спилиты офиолитовых комплексов | 151 | 1,6 ± 0,23 |

специализации терригенных комплексов на вольфрам. Согласно последним данным М.А. Михайлова, близкий кларку уровень концентрации этого элемента сохраняется и в мезозойских отложениях Камчатки и Курил.

В то же время в распределении вольфрама внутри отдельных терригенных комплексов наблюдаются значительные вариации. Алевроглинистые фации содержат, как правило, в 1,5–2 раза больше этого элемента, чем сингенетичные им грубообломочные образования других осадочных пород. Известняки наименее богаты вольфрамом. Тем не менее фиксируемые в них концентрации W (интервал 0,6–1,5 г/т, среднее 1,0 г/т), указывают на довольно высокую степень органогенного или хемогенного извлечения этого элемента из вод древних морей.

Магматические породы. Данные о распределении вольфрама в геосинклинальных, орогенных и платформенных вулканических комплексах различных зон Сихотэ-Алинской складчатой области и древнего Ханкайского массива, показаны в табл. 27.

Концентрация вольфрама в геосинклинальных базальтоидах колеблется от 0,8 до 1,9 г/т. Наиболее богаты верхнепалеозойские инициальные базальтоиды Западно-Приморской зоны (1,8–1,7 г/т) и Прибрежного антиклинория (1,9 г/т). Минимальным уровнем концентрации (0,8 г/т) характеризуются юрские спилиты Главного синклинория, формировавшиеся в пору большей зрелости геосинклинального бассейна, чем названные выше образования.

Верхнепалеозойские эффузивные породы офиолитовой ассоциации, широко распространенные в пределах Главного антиклинория и, возможно, развитые и в Главном синклинории на большей глубине, под комплексом мезозойских отложений, также отличаются повышенным содержанием вольфрама, причем его концентрация увеличивается с ростом основности пород (от спилитов и диабазов к базальтовым порфи-

| Пределы колебаний | Среднеквадратич. отклонение | Среднее содержание K_2O , % |
|-------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| 1,6–6,8 | 1,4 | 2,3 ± 0,27 |
| 0,4–3,2 | 0,7 | 1,2 ± 0,25 |
| 1,6–20 | 1,0 | 4,6 ± 0,36 |
| 0,8–4,0 | 0,8 | 3,7 ± 0,34 |
| 0,8–4,4 | 0,8 | 1,9 ± 0,17 |
| 0,4–6,0 | 1,6 | 3,5 ± 0,14 |
| 0,4–10 | 1,46 | 1,2 ± 0,35 |

ритам) и от начальных этапов вулканического цикла к средним или конечным (породы маляновской — самаргинской — себучарский свит).

Вулканические породы орогенных эффузивных формаций Сихотэ-Алиня в целом характеризуются повышенным геохимическим фоном вольфрама. Среди известково-щелочных пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса наиболее высокая его концентрация установлена в кислых вулканитах дат-палеогенового эффузивного комплекса (см. табл. 26). Более низкий уровень накопления W характе-

ризует андезиты начального (петрозеевская и синанчинская свиты) и конечного (самаргинская) периодов формирования структур вулканогенного пояса. Исключение составляют латиты, представленные ксенолитами угловатой формы в кварцевых порфирах, залегающие, очевидно, в пределах некоторых структур в основании разреза кислых эффузивов. В них содержание вольфрама колеблется от 2 до 5 г/т.

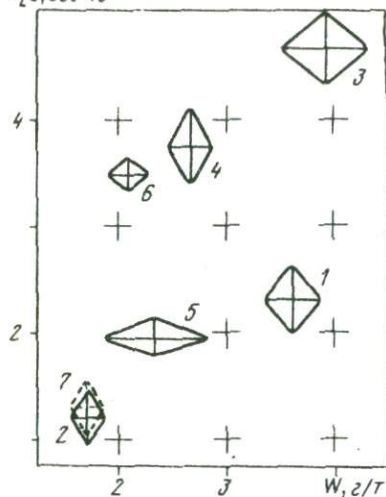
Пермские вулканиты (андезиты, кварцевые порфиры и их туфы) Западно-Сихотэ-Алинского риолитового пояса содержат в среднем от 1,6 до 2,8 г/т W (Недашковский и др., 1971). Накопление происходит последовательно — от ранних этапов к поздним. На заключительных этапах (P_2), видимо, происходило излияние лав среднего и кислого состава в одинаковой мере обогащенных вольфрамом.

В сравнении с рассмотренными породами аномальный уровень накопления W обнаруживают породы с повышенным содержанием калия — трахиандезиты Березовской (3,9 г/т) и Чугуевской (4,8 г/т) структур. Очевидно, особо важную роль в обогащении вольфрамом глубинных магматических расплавов играет калий. Это подтверждается и упоминавшимися данными Джеффри и Декейта. Такого рода связь достаточно четко проявляется при сопоставлении распределения W и содержания K в палеогеновых базальтоидах Ханкайского массива (рис. 29).

Толейты плато и щелочно-оливиновые базальты Западного Приморья содержат 1,7 и 3,6 г/т вольфрама (табл. 28), но эти средние показатели существенно и значимо различаются между собой проверкой по критериям Стьюдента и Фишера. Поэтому обогащенность щелочных оливиновых базальтов вольфрамом относительно уровня его содержания в толейтах можно признать явлением закономерным, обусловленным, по-видимому, особенностями их выплавления в мантии.

Обогащенные вольфрамом оливиновые базальты специфичны по геологическому положению: развиты в пределах древнего кристалли-

K_2O , вес %



Р и с. 29. Соотношение среднего содержания W и K_2O в магматических породах Сихотэ-Алиня

Номера доверительных эллипсов соответствуют номерам типов пород в табл. 27

ческого массива, испытавшего неоднократную блоково-разломную активизацию. Для этих пород характерно сочетание повышенной калиевоности и общей высокой щелочности при низкой кремнекислотности и глиноземистости (Голубева, Говоров, 1973). В соответствии с петрологической моделью Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда (1968), исходные для данной группы пород щелочнобазальтовые расплавы могли формироваться на глубине 70–120 км. Накопление вольфрама в выплавляе-

мой фазе могло происходить при плавлении мантийного пиролита небогато вольфрамом. Исходя из данных В.Г. Сахно и его соавторов (Сахно и др., 1971; 1972), коэффициент распределения W между вмещающим базальтом и оливиновым перидотитом, как правило, выше единицы. Уровень обычно определяемых в оливине и пироксене нодулей концентраций W не превышает 4 г/т, что указывает на его ограниченное рассеяние в безводных Fe-Mg алюмосиликатах. Поэтому, если рассматривать встречаемые в базальтах нодули как остаточные фракционируемые при кристаллизации базальтовых магм продукты, можно сделать вывод о накоплении W в выплавляемой фазе, а не в остаточных продуктах. Особая роль в обогащении базальтовых расплавов вольфрамом принадлежит калию, что и обнаруживается при сравнительном анализе его распространенности в толеитах и щелочнооливиновых базальтах.

Г р а н и т о и д ы. Э.Б. Сэнделл определил, что в изверженных породах с содержанием SiO_2 от 60 до 80% по мере увеличения их кремнекислотности растет концентрация вольфрама (Sandell, 1946). Значения, полученные Сэнделлом (1,3 и 1,5 г/т) для африканских и техасских гранитов, близки кларку W для этого типа пород (Виноградов, 1962). Высокая концентрация вольфрама характерна не только для пород кислого и ультракислого состава — продуктов магматической дифференциации или автотасоматических преобразований, но и для ультраосновных и основных пород: габбро и габбро-диабазов Восточной Сибири — 6,0 г/т (Виноградов и др., 1958), долеритов Уганды — 6,3 (Geffery, 1959), габбро и диоритов Северного Кавказа — 1,6 (Студеникова и др., 1960), гипербазитов, габбро и анортозитов Индии — 2,6–1,9 г/т (Decate, 1966). Эти, на первый взгляд, противоречивые данные свидетельствуют о том, что поведение W в магматогенных процессах подчиняется двум главным тенденциям: кристаллохимическому рассеянию в ранних породообразующих минералах и накоплению в процессе дифференциации исходных расплавов.

Обобщение данных о распределении W в гранитоидах Дальнего Востока показало его преимущественное накопление в породах повышенной основности и щелочности по сравнению с ультракислыми гранитами (см. табл. 28). В большинстве случаев содержание W, определяемое в гранитных породах, лишь отчасти отражает уровень его концентрации в исходных расплавах. По-видимому, степень его рассеяния в породообразующих минералах во многом определяется режимом кислотности-щелочности расплавов, их обогащенностью минерализаторами, условиями и масштабами отделения флюидов, экстрагировавших подвижные комплексы вольфрама.

Влияние названных факторов и создает картину незакономерного распределения вольфрама в породах вулкано-интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня. В некоторых породах вулканических структур (например, Пластунской) концентрация в породах W увеличивается параллельно с ростом содержания кремнезема. В эффузивных и интрузивных фациях Бринеровской структуры, напротив, уровень накопления W неуклонно снижается в ходе дифференциации и по мере увеличения содержания SiO_2 и K_2O в породах (см. табл. 15). Относительно равномерное распределение W (1,6–0,7 г/т) в породах дифференцированного ряда (SiO_2 от 53–76%), отсутствие обогащенных вольфрамом фаций высокоосновных пород, с которыми можно было бы связывать раннее "фракционирование" вольфрама, — признаки возможного "флюидного удаления" накапливавшегося в ходе дифференциации исходных расплавов вольфрама. Указанные особенности распределения W в породах вулкано-интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня хорошо видны в сравнении с данными Г. Смита и Э.Б. Сэнделла, т.е. на фоне "нормального уровня" накопления W в дифференцированных по SiO_2 сериях пород (рис. 30). Примечательно, что полнокристаллические породы, как правило, содержат меньше вольфрама, чем близкие им по составу

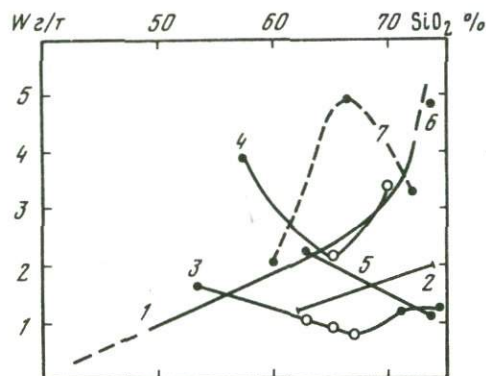
Т а б л и ц а 28

Среднее содержание вольфрама в гранитоидах Дальнего Востока

| Разность гранитоидов | Число проб | W, г/т |
|--|------------|--------|
| Биотитовые граниты | 103 | 2,4 |
| рудоносных массивов | 65 | 2,6 |
| нерудоносных массивов | 38 | 2,0 |
| Кальциевые гранитоиды | 81 | 1,6 |
| Гранитоиды эдзоконтактовых зон | 34 | 2,5 |
| Лейкократовые граниты и аляскиты | 49 | 1,2 |
| Шлировые пегматиты | 7 | 0,7 |
| Рибекитовые граниты | 5 | 3,1 |
| Апшиты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры | 18 | 2,1 |
| Альбитизированные гранитоиды | 31 | 2,3 |
| Диоритовые порфириты | 4 | 2,0 |
| Средневзвешенное содержание вольфрама в гранитоидах изученных массивов | 333 | 2,0 |

эффузивные фации. Очевидно, процессы дифференциации расплавов в интрузивной камере способствуют наиболее продуктивному обособлению и выносу W с флюидной фазой.

Гранитоиды – наиболее доступный и удобный объект для изучения магматогенной геохимии вольфрама. Среднее содержание вольфрама в верхнемеловых-палеогеновых интрузивных породах, в соответствии с принятым ранее делением их на серии, составляет: 1,9 г/т для синегорской серии (зона Западно-Сихотэ-Алинского шва), 3,0 для партизанской (Главный антиклинорий), 2,2 для бачелазской (Главный синклинорий), 2,4 для приморской (Прибрежный антиклинорий). Эти величины, рассчитанные по данным распределения вольфрама в породах главных фаз и преобладающих фаций массивов, проявляют близкий уровень concentra-



Р и с. 30. Зависимость концентрации W от содержания SiO_2 в магматических породах

1 – кривая концентрации W в средних типах пород (по Г. Смигу, 1968), 2 – данные Э.Б. Санделла (1952), 3 – Бринеровская структура (залитые кружки – эффузивные, незалитые – интрузивные породы), 4 – Березовская структура, 5 – Приисковский (кварцевые монцитониты – лейкократовые граниты), 6 – Средне-Арминский (адамеллиты), 7 – Владимирский (диориты – гранодиориты – адамеллиты)

ции W в гранитоидах различных зон Сихотэ-Алия, в целом превышающей его кларковые значения для гранитов.

Столь ровный геохимический фон вольфрама в гранитоидах различных по своему строению зон Сихотэ-Алия, свидетельствует, вероятно о том, что определяющую роль в накоплении этого элемента в породах гранитного ряда играла изоморфная емкость породообразующих минералов гранитоидов, характер кислотно-щелочной эволюции расплавов и водно-флюидный режим их кристаллизации. Влияние этих факторов на характер поведения W в магматических процессах лучше всего проанализировать на конкретных примерах, дающих достаточно полную картину распределения этого элемента в породах и минералах некоторых гранитоидных массивов.

Синегорский интрузив – типичный представитель мезозойских гранитоидов Западно-Сихотэ-Алинского шва. Широкая гамма слагающих массив пород, среди которых преобладают гранодиориты и кварцевые монцитониты, достаточная обнаженность пород и кварцево-зейрегитовая минерализация – все это позволяет подробно проанализировать поведение вольфрама при формировании петрохимически разнообразных гранитоидных фаций. Среди пород, имеющих наибольшее распространение, самая высокая концентрация W (табл. 29) установлена в гранодиоритах краевой зоны массива, адамеллитах апикального выступа и кварцевых

Таблица 29

Параметры распределения вольфрама и молибдена в гранитоидах Синегорского интрузива

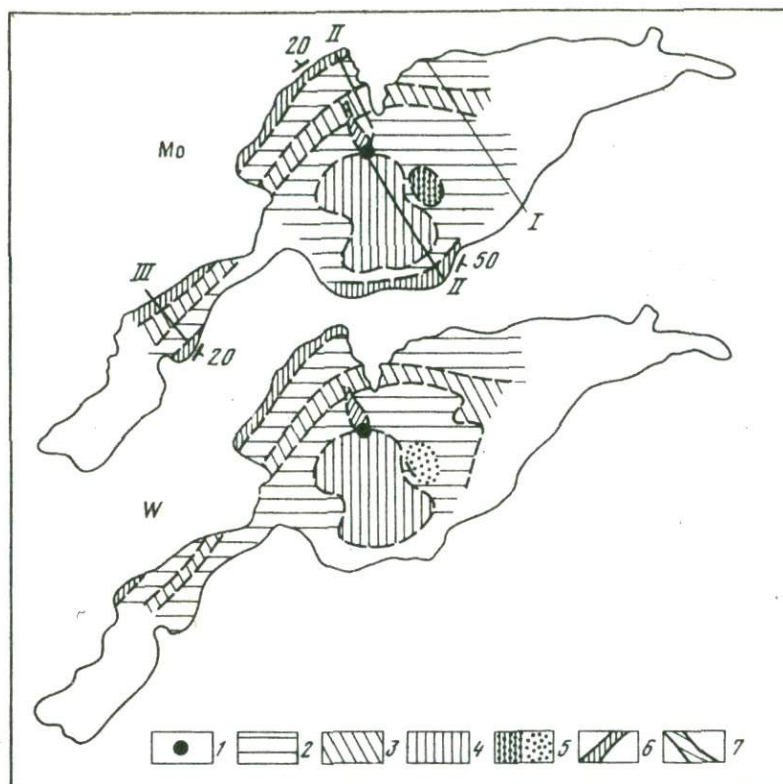
| Фация гранитоидов | Число проб | W | | Mo | |
|-------------------------------------|------------|-----------|------|-----------|------|
| | | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| Пироксеновые граниты | 6 | 1,0 | 0,45 | 2,9 | 1,57 |
| Сиениты эндоконтактные | 3 | 0,6 | 0,07 | 1,7 | 0,07 |
| Гранодиориты с включениями | 5 | 2,8 | 1,76 | 0,8 | 0,42 |
| Кварцевые монцониты | 17 | 1,7 | 1,33 | 1,4 | 0,70 |
| в подрудной зоне | 21 | 0,60 | 0,31 | 1,4 | 0,86 |
| в рудной зоне | 6 | 16 | 13,5 | 10 | 13,7 |
| Аляскиты центральной зоны интрузива | 5 | 1,0 | 0,7 | 2,9 | 1,79 |
| Адамеллиты сводовой части | 7 | 10 | 6 | 2,5 | 1,30 |
| Микроклиновые шпировые граниты | 6 | 0,9 | 0,08 | 1,2 | 0,57 |
| Турмалиновые граниты | 3 | 1,3 | 0,46 | 0,7 | 0,09 |
| Аплиты | 5 | 0,9 | 0,7 | 1,3 | 0,74 |
| Диоритовые порфириды (дайки) | 5 | 2,0 | 1,0 | 1,3 | 0,75 |
| Жильные лейкократовые граниты | 5 | 5,0 | 0,71 | 0,7 | 0,07 |

монцонитах вблизи рудной зоны (рис. 31). Если для монцонитов это связано с частичным рассеянием вольфрама, привнесившегося в гидротермальную стадию, то его накопление в адамеллитах апикального выступа, по-видимому, обусловлено конвективным выносом в область пониженных давлений в период кристаллизационной дифференциации расплава.

Последовательное уменьшение уровня концентрации W в породах с ростом их щелочности (ряд: гранодиорит—кварцевый монцонит—лейкократовый гранит—микроклиновый гранит—сиенит) не только подчеркивает основную тенденцию к уменьшению степени кристаллохимического рассеяния элемента в ходе магматической дифференциации расплавов, но и отражает в какой-то мере влияние возрастающей щелочности на процесс остаточного фракционирования вольфрама.

Анализ петрохимических данных позволяет установить связи между уровнем накопления W и некоторыми петрохимическими характеристиками пород (*c*, *a*, *n* по А.Н. Заварицкому). На рис. 32 видно, что концентрация вольфрама в породах снижается параллельно уменьшению в них содержания полевошпатовой извести и росту калия в группе щелочей. Подобным же образом сказывается влияние общей щелочности (коэффициент *a*), рост которой уменьшает уровень изоморфного рассеяния W в минералах и способствует его накоплению в остаточных растворах.

На диаграмме *a-n* — W (рис. 33) области аномального распределения W в породах достаточно четко выделяются пониженными значениями в



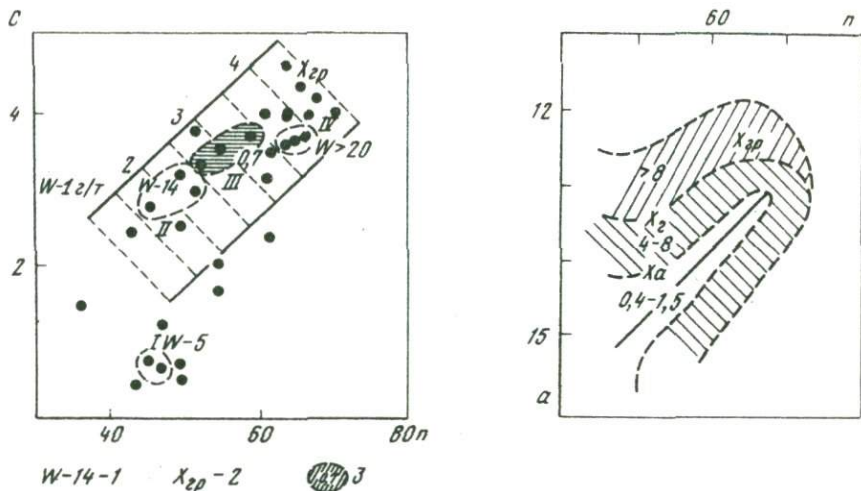
Р и с. 31. Распределение W и Mo в породах Синегорского массива

1 – кварц-зейрегитовое проявление, 2 – породы с содержанием W и Mo до 0,6 г/т, 3 – 0,8–2,0 г/т, 4 – 4–16 г/т, 5 – аляскиты с содержанием 1,0 г/т W и 2,9 г/т Mo, 6 – эндоконтактные фации с содержанием 3,0 г/т W и 1,4 г/т Mo, 7 – фации "шлейфовой" зоны рудопроявления – 16 г/т W и 10 г/т Mo

альбитизированных гранодиоритах подрудной зоны и повышенными в адамеллитах сводовой части, "оруденелых фациях" гранитоидов и жильных лейкократовых гранитах. Относительно высокая концентрация вольфрама в жильных гранитах свидетельствует о том, что процессы дифференциации расплавов, протекавшие в глубинных частях интрузивной камеры, сопровождались накоплением W в остаточных расплавах и флюидах, которые по системе контракционных трещин могли проникать в верхние части интрузива.

Альбитизация – важный фактор перераспределения вольфрама, первоначально рассеянного в плагиоклазах. Содержание вольфрама в гранодиоритах, плагиоклазы которых подвергались деанортизации и альбитизации, снижается в 4 раза по сравнению с гранодиоритами краевой зоны массива.

Изучение распределения W в каркасных алюмосиликатах показывает его максимальную концентрацию в плагиоклазах гранитоидов краевой



Р и с. 32. Зависимость концентрации W в породах Синегорского массива от основности (c) и характера щелочности (n) гранитоидов

1 – гранодиорит по Р. Дели, 2 – положительные аномалии, 3 – отрицательные аномалии содержания в сравнении с фоном. I – жильные граниты, II – олигоклазиты, III – породы "подрудного горизонта", IV – гранитоиды "шейфовой" зоны

Р и с. 33. Распределение W в зависимости от типа щелочности (n) и общей щелочности (a) пород Синегорского интрузива

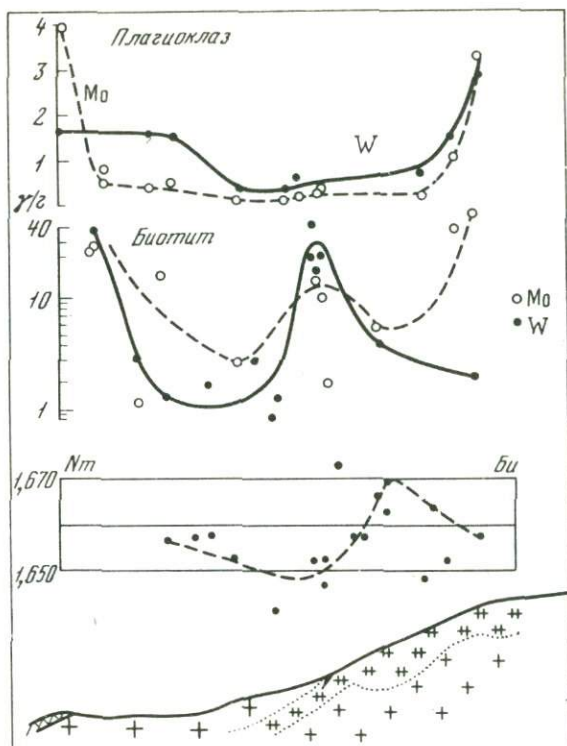
Средние типы пород по Р. Дели: gp – гранодиорит, z – гранит, a – аляскит, 0,4–1,5 – интервал концентрации вольфрама

и апикальной зон интрузива и минимальную в плагиоклазах из альбитизированных пород подрудной зоны (рис. 34).

Еще большими вариациями характеризуется распределение вольфрама в железо-магнезиальных алюмосиликатах (табл. 30). Им максимально обогащены амфиболы и биотиты пород рудной зоны, причем W возрастает взаимосвязано с увеличением глиноземистости и магнезиальности минералов, параллельно с ростом содержания алюминия в октаэдрическом слое. Вероятно, подобные изменения состава этих минералов происходили под действием позднемагматических флюидов при понижении температуры, увеличении давления водной фазы и снижении активности щелочей.

Сравнивая материалы по различным породам Синегорского массива, можно заключить, что процессы альбитизации, независимо от основности пород, ведут к высвобождению изоморфно входящего в плагиоклазы вольфрама. При этом наблюдается обогащение вольфрамом апикальных участков интрузивов, т.е. имеется много общего в поведении W при кристаллизации повышеннокальциевых и умереннокислых расплавов.

Водопадненский массив – типичный представитель адамеллит-гранитных интрузивов Главного и Партизанского антиклинориев (партизанская серия). Он залегает среди метаморфизованных сергеевских габброид-



Р и с. 34. Распределение W и Mo в плагиоклазе и биотите гранитоидов Синегорского массива

дов, с которыми адамеллиты имеют четкие интрузивные контакты. Распределение вольфрама в адамеллитах подчинено четкой закономерности: увеличение его содержания происходит параллельно росту величины отношения K/Na (см. рис. 25).

По сравнению с глубинными фациями массива, в которых среднее содержание W равно 4,5 г/т ($K/Na = 0,70$), в краевой части массива концентрация элемента падает до 1,1 г/т (табл. 31), что, возможно, связано с автометасоматической альбитизацией ($K/Na = 0,65$) плагиоклазов. Аномально высокими значениями вольфрама характеризуются микроклинизированные ($K/Na = 0,76$) адамеллиты сводовой части массива.

Данные о распределении вольфрама в гранитоидах Главного синклинория Сихотэ-Алиня представляют особый интерес. Пространственно с гранитоидами этого типа связана разнотипная вольфрамовая минерализация. Наиболее интересна минерализация, ассоциирующая с Дальненским комплексом: здесь продуктивной кварц-шеелитовой стадии предшествовало образование пироксеновых скарнов, а на заключительном этапе проявилась обильная сульфидная минерализация с пирротином, халькопиритом и арсенопиритом (Руб и др., 1969). Минерализованные зоны расположены вблизи небольшого по размерам адамеллитового што-

ка, к северу от которого обнажаются граниты и амаеллиты Северного массива. Южнее находится Дальненский массив, сложенный преимущественно кварцевыми монцонитами. Восточнее штока, вблизи вулканической постройки верхнемелового-палеогенового возраста, картируются мелкие массивы ключей Лагерного (лейкократовые граниты) и Хвойного (гранит-порфиры). Последовательность формирования столь разнотипных образований, объединяемых в Дальненский комплекс, представляется, по данным определения абсолютного возраста, следующей: габброиды зоны Центрального шва (140 млн. лет) — амаеллиты и плагиограниты штока Восточный (127–123) — граниты Северного массива (112) — дальненские кварцевые монцониты (112) — лагернинские лейкократовые граниты — хвойненские гранит-порфиры.

Сравнение состава биотитов амаеллитов штока Восточного и кварцевых монцонитов Дальненского массива (см. табл. 4) указывает на их принадлежность к разным (по кислотности-щелочности) фациям. Различное соотношение тетраэдрического и октаэдрического алюминия в биотитах (см. рис. 22), возможно, свидетельствует о принадлежности амаеллитов к среднеглубинным образованиям, а дальненских кварцевых монцонитов — к формации малоглубинных гранитоидов. Наличие граната в гранитах Северного массива позволяет отнести их к среднеглубинным образованиям (Тарарин, 1971). Очевидно, в пределах Дальненского тектонического блока пространственно совмещены интрузивные образования среднеглубинной (амаеллиты—граниты) и малоглубинной (кварцевые монцониты—лейкограниты) формаций.

Намеченному двуэтапному проявлению магматизма в районе в какой-то мере соответствует стадийность оруденения: скарны непосредственно связаны со среднеглубинными гранитоидами, тогда как формирование кварц-щелитовой минерализации, согласно определению абсолютного возраста по биотиту из оторочек рудных тел (84 млн. лет), происходило после внедрения дальненских кварцевых монцонитов. Следовательно, в данном случае образование рудноносных гидротерм не было связано с каким-то определенным интрузивным этапом, а завершало процесс глубокой магмогенерации. Такой вывод стимулирует поиск общих геохимических признаков металлоносности интрузивных образований.

Принимая описанную последовательность внедрения интрузивных пород, можно наметить определенную закономерность в накоплении вольфрама в гранитоидах района. Минимальная концентрация W (2,6 г/т) характерна для пород Северного массива. Более высоким уровнем накопления (4,9 г/т) отличаются амаеллиты и плагиограниты штока Восточный, внедрение которых, по-видимому, завершало формирование комплекса среднеглубинных гранитоидов. В малоглубинных породах следующего этапа также наблюдается увеличение концентрации W от ранних фаз к поздним: кварцевые монцониты — 3,4 г/т, лагернинские биотитовые граниты — 4,2 г/т. А в послегранитных дайковых породах обнаруживается противоположная тенденция — содержание W последовательно снижается по мере роста содержания кремнезема: дорудные порфириты — 3,5 г/т, пострудные диабазы — 2,2 г/т, хвойненские гранит-порфиры — 1,5 г/т.

Таблица 30

Распределение вольфрама и молибдена в породообразующих минералах гранитоидов

| Минерал | Число проб | W | | | Число проб | Mo | | |
|------------------------------|------------|-------------------|----------------|------|------------|-------------------|----------------|------|
| | | среднее | S ² | S | | среднее | S ² | S |
| | | пределы колебания | | | | пределы колебания | | |
| <i>Водопадненский массив</i> | | | | | | | | |
| Биотит | 18 | 7,8 0,4-115 | 88 | 9,4 | 18 | 7,0 0,4-48 | 131 | 11,4 |
| Плагиоклаз | 10 | 4,3 0,4-6,0 | 32 | 5,7 | 5 | 0,7 0,4-1,2 | 0,10 | 0,31 |
| Калишпат | 11 | 2,0 0,4-3,2 | 0,63 | 0,79 | 7 | 1,5 0,8-2,8 | 0,23 | 1,51 |
| Кварц | 2 | 2,4 2-28 | - | - | 2 | 0,7 | - | - |
| Мусковит | 2 | 31 24-38 | - | - | 2 | 4,0 0,5-7,5 | - | - |
| <i>Синегорский массив</i> | | | | | | | | |
| Магнетит | 4 | 2,8 1,6-3,6 | 1,36 | 1,16 | 4 | 2,9 1,0-5,0 | 4,74 | 2,18 |
| Сфен | 1 | 3 | - | - | 1 | 23 | - | - |
| Пироксен | 5 | 2,4 1,2-4,0 | 1,1 | 1,05 | 5 | 8,8 1,0-20 | 75 | 8,65 |
| <i>Дальненский комплекс</i> | | | | | | | | |
| Роговая обманка | 21 | 5,1 0,4-60 | 49,6 | 7,1 | 21 | 2,2 0,4-19 | 2,8 | 1,67 |
| Биотит | 35 | 5,8 0,4-40 | 105 | 32,4 | 35 | 4,5 0,2-60 | 204 | 45 |
| Плагиоклаз | 29 | 1,5 0,4-4,5 | 1,07 | 1,06 | 29 | 1,2 0,2-6,2 | 2,66 | 1,63 |
| Калишпат | 12 | 1,9 0,4-4,0 | 2,10 | 1,44 | 10 | 1,2 0,2-2,9 | 0,80 | 0,90 |
| Кварц | 7 | 1,5 0,3-4,0 | 1,48 | 1,23 | 7 | 1,6 0,4-6,2 | 5,08 | 2,24 |
| <i>Дальненский комплекс</i> | | | | | | | | |
| Роговая обманка | 8 | 1,2 0,3-2,4 | 0,68 | 0,82 | 8 | 1,1 0,5-2,5 | 0,40 | 0,63 |
| Биотит (B) | 4 | 3,6 1,2-5,6 | 3,31 | 1,82 | 4 | 3,4 1,8-5,6 | 2,50 | 1,58 |
| (Д) | 14 | 1,6 0,8-3,2 | 0,63 | 0,79 | 14 | 1,1 0,4-2,2 | 0,32 | 0,57 |
| (С) | 3 | 1,1 0,4-2,0 | 0,65 | 0,8 | 3 | 0,5 0-1,1 | 0,18 | 0,42 |
| (Л) | 4 | 1,8 0,8-2,8 | 0,67 | 0,82 | 4 | 3,5 0,7-8,5 | 13,1 | 3,61 |
| Плагиоклаз (Л) | 11 | 1,2 0,2-3,6 | 1,10 | 1,09 | 6 | 1,1 0,5-3,0 | 0,9 | 0,95 |
| (С) | 6 | 1,4 0,4-2,4 | 0,45 | 0,67 | 6 | 0,5 | - | - |

Таблица 30 (окончание)

| Минерал | Число проб | W | | | Число проб | Mo | | |
|----------------|------------|------------------------|-------|------|------------|-----------------------|-------|------|
| | | среднее | S^2 | S | | среднее | S^2 | S |
| | | пределы колебания | | | | пределы колебания | | |
| Плагиоклаз (В) | 3 | $\frac{0,8}{0,5-1}$ | 0,09 | - | 3 | $\frac{1,5}{1,2-1,9}$ | 0,13 | 0,36 |
| Калишпат (Д) | 9 | $\frac{1,8}{0,4-6,0}$ | 3,93 | 1,98 | 9 | 0,4 | - | - |
| (Л) | 5 | $\frac{0,7}{0,6-1,0}$ | 0,05 | - | 5 | 0,4 | - | - |
| Кварц | 4 | $\frac{1,25}{0,8-3,0}$ | 1,18 | 1,09 | 4 | $\frac{0,8}{0,5-1,0}$ | 0,14 | 0,12 |
| Турмалин | 3 | 1,3 | 1,29 | 1,13 | 3 | 0,8 | 0,06 | - |

Примечание. (В) — Восточный, Д — Дальнеэский, (С) — Северный, (Л) — Лагернинский интрузивы.

В породах Дальненского массива распределение вольфрама носит крайне неравномерный характер. Им более всего обогащены (табл. 32) породы приконтактных участков интрузива, близкие по составу к кварцевому диориту, но в отличие от него обогащенные калием. Высоким значением определяется среднее содержание в кварцевых монцонитах — 3,4 г/т, причем в породах глубинной части массива содержание его выше, чем в сводовой части массива. Меланократовые включения диоритового состава содержат в среднем 4,6 г/т W.

Из основных тенденций, контролировавших поведение W при кристаллизации повышенноосновных магм с высоким содержанием калия, можно отметить его накопление в ходе дифференциации и ликвации магм, интенсивный вынос W из центральной части интрузивной камеры и привнос рудного компонента в краевую зону интрузива. Опробование вмещающих гранитоиды пород показывает хотя и неравномерное, но в целом крайне высокое — 6,8 г/т ($S^2 = 112, N = 20$) содержание вольфрама в слабо и неоднородно метаморфизованных алевропесчаниках, кремнистых сланцах, биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиках. Это, по-видимому, подтверждает возможность миграции W за пределы интрузивной камеры при формировании контактово-гидротермального ореола.

Рассмотренные материалы свидетельствуют о большой подвижности вольфрама при кристаллизации расплавов с повышенным содержанием калия. С повышенной активностью калия в расплавах связана, очевидно, и крайне незначительная степень изоморфного рассеяния W в породообразующих минералах (см. табл. 30), и отсутствие сколько-нибудь четкой зависимости между распределением элемента в породах и их составом.

Постоянно фиксируемый балансовыми пересчетами дефицит вольфрама по сравнению с его валовым содержанием в породе (табл. 33) указывает на возможность его неизоморфного присутствия в породах. В пользу этого свидетельствует чрезвычайно низкое содержание вольфрама в изоморфноёмких минералах (амфиболе, биотите, плагиоклазе) и невысокое содержание акцессорного шеелита.

Результаты опытов экстрагирования вольфрама из пород по методике, описанной З.В. Студениковой (1960), приведены в табл. 34.

Из табл. 34 видно, что уже при 2–4 часовой обработке проб дистиллированной водой в раствор переходит 20–30% вольфрама. Наилучшим экстрактором W в данном случае является 1:50 — раствор фтористоводородной кислоты, извлекающий при 48-часовой обработке пробы до 90% вольфрама.

Интрузивные образования Арминского комплекса представлены широкой гаммой пород — от габбро до ультракислых гранитов. Среднее содержание W в целом для комплекса оценивается в 2,2 г/т; минимальный уровень — 1,1–1,4 отмечен в габбро и диоритах, максимальный — 4,9–9,7 г/т — в адамеллитах (табл. 35). В повышенноосновных гранитоидах Нижне-Арминского и Приисковского массивов содержание W достигает 1,7 и 2,2 г/т, что ниже значения, характеризующего концентрацию его в однотипных породах Дальненского массива. В породах

Таблица 31

Распределение вольфрама и молибдена в адамеллитах Водопадненского массива

| Порода | Число проб | W | | Mo | |
|---|------------|-----------|------|-----------|-------|
| | | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| Биотитовые граниты эндо-зоны интрузива | 19 | 1,1 | 0,45 | 2,1 | 0,94 |
| То же, глубинной зоны (100 м) | 8 | 4,5 | 0,83 | 0,7 | 0,071 |
| То же, сводовая часть массива (600 м) | 10 | 340 | 274 | 10 | 6,3 |
| Включения (гранитизированных микродиоритов) | 3 | 9,0 | — | 0,6 | — |
| Гранит-аплит (II фаза) | 1 | 20 | — | 3,0 | — |

Таблица 32

Распределение вольфрама и молибдена в гранитоидах Дальненского комплекса

| Интрузив, порода | Число проб | Вольфрам | | Молибден | |
|----------------------------------|------------|-----------|------|-----------|------|
| | | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| Северный | | | | | |
| Биотитовые граниты | 13 | 2,6 | 2,10 | 1,1 | 0,49 |
| Шток Восточный | | | | | |
| Адамеллиты | 11 | 4,9 | 2,24 | 2,0 | 1,16 |
| Дальненский | | | | | |
| Кварцевые монзониты | 46 | 3,4 | 1,9 | 1,6 | 0,93 |
| Гранодиориты эндоконтакта | 3 | 18 | — | 1,2 | — |
| Включения | 8 | 4,6 | 2,34 | 1,8 | 1,66 |
| Лейкограниты | 8 | 2,3 | 4,15 | 2,1 | 1,69 |
| Шлировые пегматоидные граниты | 5 | 6,3 | 4,35 | 1,2 | 0,61 |
| Гранит-аплиты | 6 | 2,2 | 1,95 | 2,7 | 1,67 |
| Лагернинский | | | | | |
| Биотитовый гранит мелкозернистый | 10 | 4,2 | 5,20 | 2,2 | 1,76 |

последовательно формировавшихся фаз Приисковского массива содержание W снижается в 2 раза: от 2,2 в гранодиоритах до 1,1 г/т в гранитах. Можно предположить, что в данном случае в соответствии с общей геохимической тенденцией, происходило также накопление W в процессе глубинной дифференциации расплава.

В структуре кислых плагиоклазов, изоморфная емкость которых в отношении W уменьшается с ростом содержания альбитового компонента в них, он концентрировался в остаточном (межзерновом) расплаве-растворе. В зависимости от конкретных условий: состава летучих компонентов расплава и динамики их отделения, вольфрам мог либо пол-

Таблица 33

Баланс распределения вольфрама и молибдена в гранитоидах Дальнего Востока

| Минерал | Содержание минерала | Вольфрам, г/т | | Молибден, г/т | |
|--|---------------------|--------------------------|-------------------------------|--------------------------|-------------------------------|
| | | Содерж. в минерале (г/т) | Кол-во, приходящее на минерал | Содерж. в минерале (г/т) | Кол-во, приходящее на минерал |
| <i>Кварцевый монзонит (обр. 365-А)</i> | | | | | |
| Плагиоклаз | 0,203 | 0,4 | 0,08 | 1,0 | 0,20 |
| Амфибол | 0,028 | 0,6 | 0,02 | 0,7 | 0,02 |
| Биотит | 0,038 | 0,8 | 0,04 | 2,0 | 0,04 |
| " | 0,269 | — | 0,14 | — | 0,26 |
| Плагиоклаз | 0,259 | 0,4 | 0,10 | 1,0 | 0,26 |
| Калишпат | 0,232 | 0,8 | 0,19 | 2,0 | 0,46 |
| Кварц | 0,240 | 0,4 | 0,10 | 1,0 | 0,24 |
| " | 0,721 | — | 0,39 | — | 0,96 |
| Содержание | | | | | |
| по пересчету | — | — | 0,53 | — | 1,22 |
| по анализу | — | — | 1,60 | — | 1,30 |
| <i>Кварцевый монзонит (обр. 299-А)</i> | | | | | |
| Плагиоклаз | 0,050 | 0,4 | 0,02 | 1,0 | 0,05 |
| Амфибол | 0,112 | 1,4 | 0,16 | 1,8 | 0,20 |
| Биотит | 0,059 | 0,4 | 0,02 | 0,4 | 0,02 |
| " | 0,221 | — | 0,20 | — | 0,27 |
| Плагиоклаз | 0,272 | 0,4 | 0,11 | 1,0 | 0,27 |
| Калишпат | 0,292 | 0,7 | 0,21 | 0,6 | 0,18 |
| Кварц | 0,212 | 0,4 | 0,08 | 1,0 | 0,21 |
| " | 0,776 | — | 0,40 | — | 0,66 |
| Содержание | | | | | |
| по пересчету | — | — | 0,60 (2) | — | 0,93 |
| по анализу | — | — | 0,60 | — | 1,20 |
| <i>Шпировый лейкогранит (обр. 362-Л-2)</i> | | | | | |
| Плагиоклаз | 0,025 | 1,6 | 0,04 | 0,5 | 0,01 |
| Амфибол | 0,019 | 0,5 | 0,01 | 1,1 | 0,02 |
| " | 0,044 | — | 0,05 | — | 0,03 |
| Биотит | 0,053 | 23 | 1,22 | 12 | 0,64 |
| Плагиоклаз | 0,099 | 1,6 | 0,16 | 0,6 | 0,05 |
| Калишпат | 0,556 | 0,4 | 0,22 | 0,5 | 0,27 |
| Кварц | 0,248 | 3,0 | 0,74 | 0,5 | 0,12 |
| " | 0,956 | — | 2,34 | — | 0,88 |
| Содержание | | | | | |
| по пересчету | — | — | 2,39 | — | 0,91 |
| по анализу | — | — | 11 | — | 0,80 |

Таблица 34

Результаты экстракции W из гранитоидов Дальненского массива

| Проба | Исходная концентрация вольфрама в породе (г/т) | Концентрация после обработки | | | |
|-------|--|------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|------------------------------|
| | | водой | HCl (1:50 с добавкой 1 г NaCl) | Na ₂ CO ₃ | HF (1:50 с добавкой 1 г NaF) |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Л-344 | 120 | 96 | 120 | 80 | 48 |
| Л-294 | 8 | 8 | 4,8 | 4,8 | 0,8 |
| Л-357 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 |
| Л-363 | 48 | 32 | 48 | 40 | 14 |

Таблица 35

Распределение вольфрама (г/т) в верхнемеловых интрузивных породах Центрального Сихотэ-Алия (по Стрижковой, 1975)

| Порода, массив | W | Индекс дифференциации пород | K ₂ O, породы, вес. % |
|----------------|---|-----------------------------|----------------------------------|
|----------------|---|-----------------------------|----------------------------------|

Главный синклиорий Сихотэ-Алия

| | | | |
|---------------------|-----|------|-----|
| <i>Габбро</i> | | | |
| Ловлягинский | 1,2 | 7,82 | 0,9 |
| <i>Диориты</i> | | | |
| Ловлягинский | 1,4 | 1,07 | 2,2 |
| Усть-Микулинский | 1,1 | 2,59 | 2,5 |
| <i>Гранодиориты</i> | | | |
| Нижне-Арминский | 1,7 | 7,2 | 3,3 |
| Присковый | 2,2 | 5,1 | 2,4 |
| <i>Адамеллиты</i> | | | |
| Средне-Арминский | 4,9 | 11,8 | 4,1 |
| Зимнинский | 9,7 | 11,4 | 4,4 |
| <i>Граниты</i> | | | |
| Присковый | 1,1 | 12,4 | 4,4 |

Зона Центрального структурного шва

| | | | |
|-------------------|-----|------|-----|
| <i>Адамеллиты</i> | | | |
| Дальне-Арминский | 2,6 | 11,5 | 4,3 |
| <i>Граниты</i> | | | |
| Водораздельный | 3,6 | 12,8 | 4,7 |
| <i>Адамеллиты</i> | | | |
| Белогорский | 3,0 | 11,1 | 3,9 |
| Горный | 3,2 | 11,8 | 4,9 |

ностью сохраняться в породе, образуя собственно минеральную фазу либо в основном выноситься за пределы интрузивной камеры.

Остаточное накопление W в ходе кристаллизации гранитных расплавов подтверждается высокими концентрациями элемента в наиболее позднем минерале—кварце. По данным А.А. Стрижковой (1975), кварцы адамеллитов и гранитов Арминского комплекса и зоны Центрального структурного шва характеризуются необычно высоким содержанием вольфрама: 3,6–6 г/т (Средне-Арминский массив), 3,0 (Зимнинский), 7,5 (Дальне-Арминский), 4,4 (Водораздельный). Если учесть, что структура кварца исключает возможность изоморфной фиксации W, то можно предположить, что он концентрировался в газовой-жидких включениях.

Влияние калиевости расплава на характер распределения W в породах хорошо видно на примере гранитоидов приморской серии, неоднородных по составу и весьма заметно различающихся по уровню накопления W. Для амфибол-биотитовых гранодиоритов и адамеллитов Валентиновского массива, отличающихся относительно высоким содержанием щелочей с преобладанием калия над натрием ($K_2O = 3,2-3,6\%$, $Na_2O = 3,3-3,5\%$), характерна более низкая концентрация W, чем для подобных им, но только менее калиевых и более натровых ($K_2O = 2,1-2,6\%$, $Na_2O = 3,4-4,2\%$) пород Владимирского массива 2,2–2,4 против 5,0 г/т (табл. 36).

Связь между калиевостью расплавов и степенью концентрации вольфрама прослеживается и в гранитоидах Восточно-Иультинского массива (Центральная Чукотка). Геохимическое и петрографическое описание этих пород дано в работах В.С. Иванова (1970) и А.П. Милова (1975); данные о распределении W приведены в табл. 37. Массив имеет зональное строение: краевая часть сложена кварцевыми диоритами и гранодиоритами, центральная отвечает по составу кварцевым монцонитам. Концентрация W, как бы сопровождая рост содержания калия в породах, возрастает от 1,7 г/т в породах краевой зоны до 3,8 г/т в породах ядра массива. Величина отношения K/Na от контакта к центру массива также увеличивается от 0,6 до 0,91. Рост концентрации W с возрастанием содержания калия в породах происходит до определенного уровня, над которым повышению калиевости системы соответствует резкое уменьшение концентрации вольфрама. Интересно заметить, что эта закономерность распределения вольфрама полностью соответствует характеру распределения олова в породах Восточно-Иультинского массива (рис. 24).

Возвращаясь к анализу распределения W в гранитоидах Сихотэ-Алиния, следует подчеркнуть, что ни одна из гранитоидных серий региона не выделяется сколько-нибудь существенно повышенным уровнем накопления этого элемента. Геохимическая специфика этих образований более отчетливо проявляется при сравнении распространенности W и Sn. Сопоставимо близкие к кларкам уровни накопления этих элементов отмечаются в породах синегорской и приморской серий, от которых гранитоиды партизанской и бачелазской серий отличаются их более

Таблица 36

Распределение вольфрама в гранитоидах некоторых позднемезозойских интрузивов Приморья

| Массив, интрузивная фация | N | \bar{x} | S ² |
|---------------------------------|----|-----------|----------------|
| <i>Синегорская серия</i> | | | |
| Яковлевский | | | |
| гранодиориты, граниты | 10 | 0,8 | 0,17 |
| адамеллиты | 3 | 8,0 | — |
| Кировский | | | |
| габбро | 2 | 2,0 | — |
| гранодиориты | 7 | 3,1 | — |
| роговообманковые граниты | 3 | 2,4 | — |
| Ливадийский | | | |
| диориты | 2 | 4,0 | — |
| гранодиориты | 6 | 2,9 | 3,1 |
| включения | 4 | 1,2 | — |
| граниты | 7 | 3,7 | 20 |
| <i>Партизанская серия</i> | | | |
| Успенский | | | |
| двуслюдяные граниты | 5 | 1,7 | 1,3 |
| Врангелевский | | | |
| биотит-роговообманковые граниты | 9 | 3,3 | 3,2 |
| Лазовский | | | |
| биотитовые граниты | 5 | 2,6 | 0,9 |
| биотит-роговообманковые граниты | 6 | 2,6 | 0,6 |
| <i>Бачелазская серия</i> | | | |
| Фурмановский комплекс | | | |
| диориты | 9 | 1,7 | — |
| гранодиориты | — | 0,7 | — |
| Самаргинский комплекс | | | |
| диабазовые порфиры | 8 | 1,7 | 0,9 |
| биотит-роговообманковые граниты | 14 | 1,5 | 0,9 |
| адамеллиты | 18 | 3,3 | 23 |
| <i>Приморская серия</i> | | | |
| Киевский | | | |
| биотитовые граниты | 5 | 1,9 | 0,6 |
| включения | 8 | 1,0 | 0,1 |
| Валентиновский | | | |
| биотит-роговообманковые граниты | 9 | 2,2 | — |
| гранодиориты | 5 | 2,4 | — |
| включения | 15 | 1,0 | 0,2 |
| гранодиорит-порфиры | 3 | 2,0 | — |

Таблица 36 (окончание)

| Массив, интрузивная фация | N | \bar{x} | S^2 |
|-----------------------------------|-----|-----------|-------|
| сиениты (массив Орлова) | 10 | 2,6 | 2,2 |
| диабазовые порфиры (дайки) | 3 | 3,3 | — |
| Владимирский | | | |
| биотит-роговообманковые граниты | 12 | 5,0 | 18 |
| биотитовые граниты сводовой части | 7 | 3,3 | 1,9 |
| то же, глубинной части | 6 | 1,0 | 0,5 |
| включения | 14 | 2,0 | 2,7 |
| гранодиорит-порфиры (жилы) | 6 | 2,4 | 1,3 |

Таблица 37

Распределение вольфрама и молибдена в гранитоидах и вмещающих породах Иультинского комплекса (Центральная Чукотка)

| Интрузив, порода | Число проб | Вольфрам | | Молибден | |
|---|------------|-----------|------|-----------|------|
| | | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| Восточно-Иультинский | | | | | |
| биотит-роговообманковые гранодиориты | 12 | 1,75 | 0,81 | 0,75 | 0,08 |
| кварцевые монзониты (центральная зона интрузива) | 13 | 3,8 | 3,0 | 0,70 | 0,41 |
| жилы лейкограниты | 3 | 0,8 | — | 0,50 | — |
| микродиориты (включения) | 2 | 2,8 | — | — | — |
| роговики | 6 | 1,4 | 0,84 | 0,9 | 0,55 |
| сланцы | 2 | 2,4 | — | 0,5 | — |
| Западно-Иультинский | | | | | |
| порфировидные граниты зоны эндоконтакта | 2 | 2,8 | — | 0,7 | — |
| биотитовые крупнозернистые граниты, порфировидные | 14 | 0,8 | 0,32 | 0,8 | 2,19 |
| мелко-, среднезернистые граниты биотитовые, реже двуслюдяные (сводовая часть) | 10 | 2,6 | 2,27 | 1,9 | 1,17 |
| пегматиты выполнения | 2 | 1,0 | — | 0,8 | — |
| пегматиты замещения | 2 | 31,8 | — | 0,7 | — |
| мусковит-кварц-полевошпатовые жилы кровли | 4 | 12,4 | — | 0,7 | — |
| экзоконтактовые метаморфиты | 4 | 2,3 | 4,80 | 0,7 | — |

значительными (до двух кларков) концентрациями. Общность рассматриваемых элементов возникла как в период формирования расплавов, так и при их последующей кристаллизации. Вольфрам, как и олово, накапливался в глубинных расплавах повышенной щелочности, а в процессе их дифференциации фракционировался в остаточных расплавах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЛЬФРАМА В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

Изучения распределения вольфрама в породообразующих минералах — один из важных методов оценки влияния физико-химических условий кристаллизации (кислотности-щелочности, окислительного потенциала, обогащенности минерализации) на его поведение в магматическом процессе. Даже простые балансы распределения W в минералах гранитоидов (см. табл. 33, 38) отражают влияние режима щелочности магм на его поведение: в расплавах с преобладанием Na над K вольфрам более склонен к рассеянию в породообразующих минералах, в то время как системы с высокой концентрацией K способствуют его остаточному фракционированию.

В самой ранней сводке распределения W в породообразующих и акцессорных минералах (J. und W. Noddack, 1931), была показана высокая степень концентрации W в минералах титана, ниобия и тантала пегматитов. Аналогичные значения были опубликованы Джеффри (Jeffery, 1959), Декейтом (Decate, 1966), Г.Ф. Ивановой (1971). В литературе известно также высокое содержание W в некоторых редких акцессорных минералах, но оно, по справедливому замечанию Г.Ф. Ивановой, не играет существенной роли в общем балансе распределения W в минералах гранитоидов.

Т а б л и ц а 38

Баланс распределения вольфрама в гранитоидах Синегорского массива

| Этап кристаллизации | Минерал | Содержание минерала | Сод. W в минерале, г/т | Кол-во W, приходящееся на минерал |
|--|-----------------|---------------------|------------------------|-----------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| <i>Диорит пироксенсодержащий (обр. 1364)</i> | | | | |
| I | Плагиоклаз | 0,52 | 1,6 | 0,83 |
| | Роговая обманка | 0,045 | 3,2 | 0,14 |
| | ” | 0,565 | — | 0,97 |
| | Дюопсид | 0,07 | 2,0 | 0,14 |
| | Калишпат | 0,08 | 2,9 | 0,24 |
| II | Сфен | 0,01 | 3,0 | 0,03 |
| | Магнетит | 0,01 | 2,8 | 0,03 |
| | Кварц | 0,26 | 1,5 | 0,39 |
| | ” | 0,43 | — | 0,83 |

Таблица 38 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--|--------------|-------|---------|-------|
| | Содержание | | | |
| | по пересчету | — | — | 1,80 |
| | по анализу | — | — | 4,60 |
| <i>Диопсидовый гранит (обр. 226-П)</i> | | | | |
| I | Амфибол | 0,13 | 0,8 | 0,096 |
| | Плагноклаз | 0,044 | 0,4 | 0,017 |
| | Биотит | 0,088 | 2,0 | 0,175 |
| | " | 0,252 | — | 0,288 |
| | Пироксен | 0,025 | 0,8 | 0,022 |
| | Калишпат | 0,44 | 0,6 | 0,264 |
| II | Плагноклаз | 0,139 | 0,4 | 0,056 |
| | Кварц | 0,144 | 1,2 | 0,014 |
| | " | 0,748 | — | 0,356 |
| | Содержание | | | |
| | по пересчету | — | — | 0,64 |
| | по анализу | — | — | 0,80 |
| <i>Гранодиорит (обр. 1361)</i> | | | | |
| I | Плагноклаз | 0,234 | 1,6 | 0,38 |
| | Амфибол | 0,080 | 1,3 | 0,10 |
| | " | 0,313 | — | 0,48 |
| | Биотит | 0,077 | 3,0 | 0,20 |
| II | Плагноклаз | 0,192 | 1,0 | 0,19 |
| | " | 0,269 | — | 0,39 |
| | Калишпат | 0,115 | 2,0 | 0,20 |
| III | Кварц | 0,295 | 1,2 | 0,35 |
| | " | 0,41 | — | 0,55 |
| | Содержание | | | |
| | по пересчету | — | — | 1,43 |
| | по анализу | — | — | 1,50 |
| <i>Аляскит (обр. 1374)</i> | | | | |
| I | Плагноклаз | 0,160 | 1,6 | 0,20 |
| | Биотит | 0,038 | Не опр. | — |
| | Кварц | 0,095 | 0,6 | 0,10 |
| | " | 0,293 | — | 0,30 |
| II | Плагноклаз | 0,204 | 1,6 | 0,30 |
| | Калишпат | 0,206 | 0,8 | 0,16 |
| | Кварц | 0,297 | 1,2 | 0,30 |
| | " | 0,707 | — | 0,76 |
| | Содержание | | | |
| | по пересчету | — | — | 1,06 |
| | по анализу | — | — | 1,20 |

Т а б л и ц а 39

Распределение вольфрама в породообразующих минералах гранитоидов Дальнего Востока

| Минерал | Число анализов | Среднее содержание, г/т | Дисперсия | Среднеквадратичное отклонение |
|-----------------------|----------------|-------------------------|-----------|-------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Плагиоклаз | 89 | 2,7 | 6,7 | 2,5 |
| рудноносные граниты | 29 | 3,9 | 14,3 | 3,7 |
| нерудноносные граниты | 60 | 2,5 | 3,3 | 1,8 |
| Калиевый полевой шпат | 83 | 2,2 | 3,0 | 1,7 |
| рудноносные граниты | 33 | 3,0 | 7,0 | 2,6 |
| нерудноносные граниты | 50 | 1,7 | 0,4 | 0,6 |
| Биотит | 100 | 5,2 | 53,46 | 7,31 |
| рудноносные граниты | 24 | 12,0 | 93,3 | 9,66 |
| нерудноносные граниты | 76 | 3,1 | 8,22 | 2,87 |
| Мусковит | 44 | 42,2 | 5816,0 | 76,2 |
| рудноносные граниты | 7 | 161,0 | 6692,0 | 81,8 |
| нерудноносные граниты | 37 | 20,0 | 417,0 | 20,4 |
| Кварц | 39 | 1,1 | 0,36 | 0,6 |
| рудноносные граниты | 8 | 0,7 | 0,14 | 0,4 |
| нерудноносные граниты | 51 | 1,1 | 0,38 | 0,6 |
| Роговая обманка | 28 | 1,6 | 1,00 | 1,0 |
| рудноносные граниты | 10 | 2,3 | 1,14 | 1,06 |
| нерудноносные граниты | 18 | 1,2 | 0,40 | 0,63 |
| Рибекит | 26 | 1,6 | 0,72 | 0,8 |
| Пироксен | 8 | 1,1 | 0,90 | 0,9 |
| Эгирин | 4 | 1,6 | 0,17 | 0,4 |
| Астрофиллит | 6 | 4,5 | 36,2 | 6,0 |
| Гранат | 8 | 448,0 | 5642,0 | 75,1 |

В роли минерала-концентрактора W выступает, по данным изучения кислых гранитов Восточного Забайкалья (Иванова, 1968, 1969), мусковит. Но это отмечается лишь в специфических условиях — в период постмагматической грейзенизации гранитов.

В кислых средах, с уменьшением активности щелочей в расплавах — растворах вольфрам проявляет склонность к образованию собственных минералов (вольфрамита) и к значительному изоморфному рассеянию в слоистых алюмосиликатах. Крайне высокая степень концентрации W в мусковите на фоне его весьма низкого (и в целом ровного) распределения в других породообразующих минералах (Иванова, 1968, 1969) косвенно подтверждает возможность остаточного концентрирования элемента в процессе кристаллизации гранитных расплавов. В данном случае очень низкий уровень содержания W в полевых шпатах кислых гранитов исключает возможность его мобилизационного извлечения из пород с последующим концентрированием в пределах грейзеновых зон, приуроченных к апикальным выступам гранитных массивов.

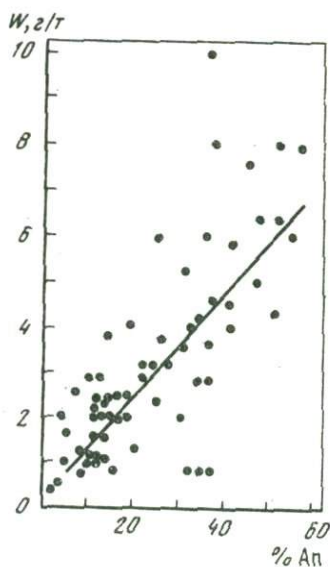
Средние значения концентрации W в породообразующих минералах различных по составу гранитоидов Дальнего Востока — гранодиоритах, кварцевых монцонитах, щелочных и кислых гранитов — представлены в табл. 39. Выделение геохимических фаций — рудоносных и нерудоносных гранитов отражает поиск возможных минерало-геохимических признаков специфичности вольфрамопродуктивных гранитоидов. Материалы табл. 39 показывают достаточно равномерный характер распределения W в породообразующих минералах. Особенно низким уровнем выделяются только минералы щелочных пород — рибекит, пироксен, эгирин — что подчеркивает отрицательное воздействие высокой щелочности на процесс изоморфного рассеяния этого элемента в минералах. В противоположность этому высокая кислотность расплавов, при которой возможно образование граната, видимо, благоприятствует вхождению вольфрама в его структуру.

Несомненный интерес, с точки зрения анализа поведения W в магматическом процессе, представляет изучение особенностей его распределения в полевых шпатах и железо-магнезиальных алюмосиликатах — обычных минералах гранитоидов самого разного состава.

По л е в ы е ш п а т ы. Плагноклаз и калиевый полевой шпат мало отличаются по среднестатистическому уровню накопления W (см. табл.39), хотя такие различия следовало бы ожидать, учитывая изоморфную емкость плагноклазов, в структуре которых имеются возможности для размещения W^{4+} (Белов, 1959). Существенное обогащение плагноклазов вольфрамом отмечается только в случае его раннего кристаллохимического рассеяния (вольфрам, как известно, накапливается в ходе магматической дифференциации). Сочетание двух тенденций — рассеяние какой-то части W в ранних кристаллизатах и фракционирование в остаточных расплавах-растворах — является, по-видимому, причиной нивелирования содержания этого элемента в плагноклазе и калишпате.

Распределение W в плагноклазах достаточно представительного ряда пород — от габбро до ультракислых гранитов — выявляет четкую зависимость уровня его содержания от основности минерала (рис. 35): на каждые 10% анортитовой компоненты содержание W возрастает примерно на 1 г/т (табл. 40).

Распределение вольфрама в калиевых полевых шпатах не подчиняется какой-то определенной закономерности. Четко фиксируется относительная обогащенность высокотемпературных калишпатов из эффузивных и субинтрузивных пород (табл. 41). В полнокристаллических породах (Иульгинский комплекс, Дальненский массив) отмечается увеличение.



Р и с. 35. Зависимость содержания W в плагноклазах от их основности

Распределение вольфрама в плагиоклазах альбит-анортитового ряда

| Содержание анортита в плагио- клазе, % | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Среднее содержание вольф- рама, г/т | 1,3 | 2,1 | 3,3 | 4,0 | 5,2 | 5,8 |
| Число проб | 8 | 23 | 8 | 13 | 8 | 16 |

содержания W в относительно низкотемпературных калишпатах, что вероятнее всего обусловлено контаминационным обогащением поздних минералов в ходе магматической дифференциации. В минералах синегорских гранитоидов отчетливо проявлена противоположная тенденция (см. табл. 41), что может быть связано с автометасоматической калишпатизацией.

А м ф и б о л ы. Среднее содержание вольфрама в амфиболах пород габбро-гранитного ряда, по нашим данным составляет 2,7 мг/г при колебании от 0,4 до 60 мг/г ($N=46$). Это несколько выше среднего значения (1,9 мг/г при $N=60$) в амфиболах, которое можно рассчитать из ранее приводившихся данных (Говоров, Недашковский, Левашев и др., 1971). Роговые обманки редко концентрируют вольфрам в количестве, превышающем средний уровень. Поэтому можно предполагать узкий

Таблица 41

Распределение вольфрама в калишпатах вулканических, субинтрузивных и

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 65,75 | 65,40 | 65,30 | 65,75 | 65,45 |
| Al ₂ O ₃ | 17,76 | 19,08 | 17,58 | 17,95 | 17,81 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,18 | 0,14 | 0,21 | 0,14 | 0,23 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 0,70 | 2,70 | 0,56 | 0,46 | 0,70 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,07 |
| Na ₂ O | 4,19 | 4,37 | 4,11 | 4,10 | 3,34 |
| K ₂ O | 10,87 | 8,66 | 11,59 | 11,06 | 11,91 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| H ₂ O ⁺ | 0,35 | 0,35 | 0,50 | 0,65 | 0,40 |
| Сумма | 99,93 | 100,33 | 100,04 | 100,22 | 99,86 |
| W | 5,2 | 1,6 | 4,8 | 4,0 | 4,8 |
| Na/(Na + K) | 0,36 | 0,43 | 0,35 | 0,36 | 0,30 |

Примечание. 1 — риолит, Приморье; 2 — гранит-порфир, Балка Валентин; 3-4 — гранит-порфиры, Якутинская структура (Дальнегорский район); 5-6 — Владимирский массив (5 — гранит, 6 — адамеллит); 7 — Западно-Иультинский массив (Чукотка), пегматит, 8 — Восточно-Иультинский массив, адамеллит; 9-10 —

интервал физико-химических условий, благоприятствующих вхождению вольфрама в структуру роговых обманок. В связи с этим особенно интересны роговые обманки Синегорского массива, для которых характерны значительные вариации состава и содержания W.

Для оценки влияния физико-химических факторов на поведение W в магматическом процессе используются коэффициенты a_{Si} и a_{VI}^{3+} С.П. Кориковского (1968), показывающие степень изоморфных превращений в кальциевых амфиболах в связи с увеличением щелочности.

Состав амфиболов и распределение в них вольфрама показаны в табл. 42. Если не принимать во внимание аномальных значений (обр. 1369, 1370-а), то можно заключить, что уменьшение содержания W в роговых обманках происходит в соответствии с увеличением значений a_{Si} и a_{VI}^{3+} , т.е. щелочности. Максимальная концентрация W в амфиболах наблюдается при уменьшении щелочности и увеличении алюминия в октаэдрической координации, что в данном случае фиксирует падение температуры и увеличения давления флюидной фазы. Такой характер роговых обманок из пород вблизи рудных тел вполне объясним их структурной модификацией под воздействием остаточных флюидов и гидротерм. Следовательно, степень изоморфного рассеяния W в решетках ленточных алюмосиликатов (в ионной форме или в виде кислородных комплексов типа $Me^{4+}O_3^{2-}$) определяется кислотно-щелочным потенциалом системы. Рост щелочности препятствует вхождению W в амфиболы, обуславливая их концентрацию в остаточном расплаве в анионной ($Me^{4+}O_3^{2-}$) форме. В окислительных условиях с понижением температуры и давления эти комплексы образуют шеелит (Белов, 1959). Менее очевидны формы наход-

интрузивных пород

| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 65,50 | 65,43 | 64,86 | 64,50 | 65,40 | 65,17 | 64,77 |
| | 17,40 | 18,73 | 19,82 | 17,98 | 18,44 | 18,05 | 18,12 |
| | 0,42 | 0,95 | 0,74 | 0,15 | 0,49 | 0,74 | 0,64 |
| | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,10 |
| | 0,56 | 1,17 | 2,34 | 0,91 | 0,86 | 0,96 | 1,03 |
| | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,06 |
| | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| | 3,36 | 2,12 | 2,71 | 3,41 | 3,93 | 2,71 | 3,25 |
| | 12,25 | 10,17 | 8,28 | 10,55 | 9,62 | 11,34 | 11,34 |
| | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,00 | 0,17 | 0,20 |
| | 0,55 | 0,50 | 0,50 | 0,67 | 0,20 | 0,53 | 0,40 |
| | 100,32 | 99,30 | 99,35 | 98,22 | 99,30 | 99,85 | 99,96 |
| | 4,0 | 12,0 | 3,5 | 5,2 | 0,09 | 0,6 | 3,6 |
| | 0,30 | 0,24 | 0,35 | 0,33 | 0,38 | 0,27 | 0,30 |

шпировые граниты, Дальненский массив; 11-12 — шпировые граниты, Синегорский массив.

Аналитик М.М. Дербаремдикер (ДВГИ).

Т а б л и ц а 42

Уровень содержания вольфрама и величина коэффициентов кристаллохимических формул амфиболов

| № образца | Массив | W, г/т | a_{Si} | a_{VI}^{3+} |
|-----------|----------------------|--------|----------|---------------|
| 1369 | Синегорский | 60,0 | 10 | 20 |
| 1370-а | | 22,0 | 10 | 22 |
| 1363-а | | 6,0 | 12 | 20 |
| 214-л | | 4,0 | 13 | 19 |
| 220-л | | 5,0 | 13 | 23 |
| 238-л | | 1,8 | 12 | 23 |
| 228-л | | 3,2 | 14 | 16 |
| 216-1 | | 4,0 | 14 | 18 |
| 214-1 | | 0,8 | 15 | 19 |
| 236-л | | 5,0 | 12 | 34 |
| 473-л | | 6,0 | 18 | 33 |
| 657-л | Кировский | 0,4 | 15 | 19 |
| 659-л | | 0,8 | 15 | 18 |
| 353-л | Дальненский | 2,4 | 13 | 16 |
| 365-л | | 0,6 | 12 | 14 |
| 255-1 | | 1,0 | 15 | 16 |
| 823-л | Валентиновский | 0,4 | 18 | 14 |
| 824-л | | 0,6 | 19 | 31 |
| 54-л | | 0,4 | 19 | 22 |
| 927-л | Владимирский | 0,8 | 20 | 29 |
| 930-л | | 0,4 | 19 | 15 |
| 489-л | Восточно-Иультинский | 13,0 | 9 | 17 |
| 540-л | | 0,8 | 12 | 12 |
| 541-л | | 0,8 | 12 | 12 |
| 582-л | | 1,2 | 20 | 16 |
| 614-л | Яковлевский | 1,3 | 14 | 18 |

дения W в октаэдре амфиболов и их кристаллохимическая позиция в такого типа минеральных постройках. По-видимому, здесь следует предполагать изоморфизм ионного типа Ti^{4+} или $Fe^{3+} \rightarrow W^{4+}$. В пользу этого свидетельствует близость ионных радиусов изоморфных компонентов, энергетическая выгодность подобной замены и получение вольфрамом необходимого, "по квантовой химии" (Белов, 1959), окружения из шести ионов кислорода. В условиях построения элементарной ячейки по принципу плотнейшей упаковки эту возможность предоставляют кремнекислородные тетраэдры. Их цепочки преобразуются в ленточные группировки с помощью катионов октаэдрических позиций (шестерная координация). При явной несоразмерности содержания главных и второстепенных изоморфных компонентов трудно ожидать четкой количественной фиксации подобных замещений, поэтому октаэдрический алюминий рассматривается как индикатор специфических условий изоморфного рассеяния W в структуре роговой обманки.

Б и о т и т ы. Железо-магнезиальные слюды по сравнению с другими породообразующими минералами способны концентрировать вольфрам в значительном количестве — в среднем 5,2 г/т при колебаниях от 0,5 до 40. Широкие вариации состава биотита зависят от физико-химических особенностей его кристаллизации из расплавов. Предварительный анализ распределения вольфрама в биотитах (табл. 43) показал обогащенность этим элементом слюд кислых и ультракислых гранитов в сравнении со слоистыми алюмосиликатами гранитоидов повышенной основности и щелочности. Таким образом, в самом распределении W в биотитах различных гранитных пород проявилось влияние на уровень его концентрации в слюдах режима кислотности-щелочности. Для статистической проверки этой эмпирически наблюдаемой зависимости была использована разработанная А.А. Маракушевым и И.А. Тарариным (1965) методика расчета коэффициента глиноземистости $(1 = \frac{Al \cdot 100\%}{Si + Mg + Fe})$ и построения диаграммы $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg + Fe}{Al}$. Это позволило разделить биотиты по характеру кислотности-щелоч

Т а б л и ц а 43

Содержание вольфрама и молибдена (г/т) в биотите гранитоидов Сихотэ-Алиня и Центральной Чукотки

| Фациальный и фазовый тип пород | Число проб | W | Mo |
|--|------------|--------------------------|-------------------------|
| С и н е г о р с к и й | | | |
| гранодиориты глубинных частей интрузива | 11 | <u>1,8</u> 0,8–3,2 | <u>5,9</u> 0,2–24,0 |
| гранодиориты верхних частей интрузива | 3 | <u>5,4</u> 3,2–8,0 | <u>0,9</u> 0,2–1,5 |
| порфировидные биотит-роговообманковые адамеллиты апикального выступа | 3 | <u>4,8</u> 2,4–8,0 | <u>40,6</u> 6,0–60,0 |
| гранитоиды рудной зоны | 3 | <u>29,5</u> 18,7–48,0 | <u>8,2</u> 2,0–12,6 |
| жильный лейкократовый гранит | 1 | <u>4,9</u> | <u>2,0</u> |
| разгнейсованные граниты (PZ ₁) экзоконтактной зоны | 2 | <u>0,8</u> 0,8–0,9 | <u>1,7</u> 1,5–2,0 |
| Д а л ь н е н с к и й | | | |
| гранодиориты | 10 | <u>1,2</u> 0,8–2,4 | <u>1,1</u> 0,4–2,0 |
| гранодиориты эндоконтактной зоны | 3 | <u>2,3</u> 1,6–3,2 | <u>1,4</u> 1,0–2,0 |
| лейкократовые биотитовые граниты | 3 | <u>1,8</u> 0,8–2,0 | <u>1,9</u> 0,7–4,0 |
| пегматиты | 1 | <u>23,0</u> | <u>12,0</u> |
| адамеллиты штока Восточный | 4 | <u>3,6</u> 1,2–5,6 | <u>3,4</u> 1,8–5,6 |

Таблица 43 (окончание)

| Фациальный и фазовый тип пород | Число проб | W | Mo |
|--|------------|---------------------------|-------------------------|
| Водопадненский | | | |
| биотитовые граниты глубинной зоны | 2 | $\frac{1,4}{0,4-2,4}$ | $\frac{2,2}{0,5-4,0}$ |
| граниты эндоконтактовой зоны | 3 | $\frac{2,7}{0,8-4,0}$ | $\frac{2,0}{2,0}$ |
| шеелитоносные граниты апикального выступа | 5 | $\frac{36,4}{3,0-64,8}$ | $\frac{11,0}{1,6-16,0}$ |
| биотитовые альбиты жильных зон | 1 | 8,0 | 2,0 |
| мусковит грейзенов с вольфрамитом | 2 | $\frac{26,0}{24,0-28,0}$ | $\frac{4,0}{0,4-7,5}$ |
| Восточно-Иультинский | | | |
| гранодиориты | 3 | $\frac{1,2}{0,8-1,6}$ | $\frac{1,5}{1,0-2,0}$ |
| биотит-рогообманковые граниты апикальной зоны, южная часть интрузива | 4 | $\frac{1,1}{0,8-1,6}$ | $\frac{1,3}{0,5-2,0}$ |
| то же, северная часть | 3 | $\frac{76,0}{10,0-160,0}$ | $\frac{19,0}{0,5-50,0}$ |
| жильные микродиориты экзоконтакта | 1 | 50,0 | 3,7 |
| Западно-Иультинский | | | |
| порфиroidные граниты ранней фазы | 4 | $\frac{1,7}{0,6-2,5}$ | $\frac{3,3}{1,6-16,0}$ |
| пегматит | 1 | 1,2 | 1,0 |
| жильный биотитовый гранит | 1 | 22,0 | 9,0 |
| разнозернистые биотитовые граниты поздней фазы | 4 | $\frac{4,4}{0,8-8,0}$ | $\frac{1,8}{1,0-3,7}$ |
| пегматит | 1 | 11,0 | 0,5 |

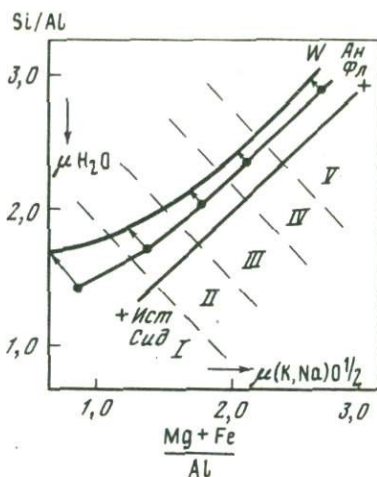
Таблица 44

Среднее содержание вольфрама в биотитах различных групп щелочности

| Группа щелочности | Коэффициент глиноземистости (I) | Среднее содерж. W по группе | Число проб |
|-------------------|---------------------------------|-----------------------------|------------|
| I | 40 | 6 | 6 |
| II | 33 | 4 | 14 |
| III | 25 | 2,5 | 29 |
| IV | 23 | 1,7 | 14 |
| V | 20 | 1,0 | 8 |

Р и с. 36. Уровень концентрации W в биотитах в зависимости от щелочности.

I–V – поля щелочности (Маракушев, Тарарин, 1965). Точки соответствуют составу биотитов, принимавшихся в расчет среднего содержания W в биотитах данного поля; вектором показано содержание W (в логарифмическом масштабе)



ности на группы. Установлено (табл. 44) последовательное увеличение концентрации W в слюдах в направлении от щелочных фаций (сиениты, монзониты, щелочные граниты) к породам, кристаллизовавшимся в условиях пониженной активности щелочей в расплавах (ультракислые граниты, аляскиты, аплиты). Это хорошо иллюстрируется и характером кривой распределения W на диаграмме $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg + Fe}{Al}$.

Из изложенного следует, что режим кислотности-щелочности – главный фактор поведения вольфрама в магматическом процессе. Только в условиях пониженной щелочности, благоприятных для формирования высокоглиноземистых (относительно низкотемпературных) биотитов, вольфрам получает возможность в достаточных количествах изоморфно находить в структуру слюды. Эту общую тенденцию подтверждает и уровень накопления W в мусковитах (Иванова, 1968, 1969). В этом отношении вольфрам геохимически близок олову, концентрации которого также резко возрастают в биотитах фаций пониженной щелочности и уменьшаются в слюдах, кристаллизовавшихся при высокой активности щелочей в расплавах.

Однако в отдельных случаях наблюдается обогащение вольфрамом биотитов гранитоидов повышенной щелочности. Это характерно для Синегорского массива, где увеличение содержания W в биотитах связано с изменением состава минералов в пределах участков, локализованных вблизи рудной зоны (рис. 36). В этом случае рост глиноземистости и содержания W происходит взаимосвязано с изменением состава роговых обманок и, по-видимому, обусловлены теми же причинами – поступлением газогидротерм в локальную зону.

Дополнительную информацию об условиях вхождения W в слоистые алюмосиликаты дают результаты анализа его коррелятивных связей с компонентами кристаллохимических формул (табл. 45). Наибольший интерес представляет зависимость между уровнем содержания вольфрама и количеством тетраэдрического и октаэдрического алюминия в слюдах гранитоидов различного состава. Коррелятивный анализ показал, что концентрация вольфрама возрастает с ростом Al_{VI} и уменьшением Al_{IV} , т.е. происходит при понижении температуры и повышении давления флюидной фазы. Для биотитов повышеноосновных гранитоидов Сихотэ-Алиня ха-

Таблица 45

Парные коэффициенты корреляции вольфрама с некоторыми катионами и анионами структурных формул биотитов

| Группа | Число проб | Fe ²⁺ | Fe ³⁺ | Mg | Ti |
|--------|------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 1 | 18 | -0,501 | -0,014 | 0,203 | 0,005 |
| 2 | 19 | -0,319 | 0,889 | 0,902 | -0,379 |
| 3 | 21 | 0,067 | -0,259 | -0,466 | -0,578 |
| 4 | 17 | 0,564 | -0,393 | -0,504 | 0,066 |
| 5 | 17 | -0,485 | 0,304 | 0,291 | -0,244 |

Примечание. 1 — роговообманково-биотитовые гранитоиды различных интрузивов, 2 — граниты Иультина (Центральная Чукотка), 3 — ультракислые граниты Центрального Казахстана, 4 — гранитоиды Арминского интрузива (Приморье), 5 — гранитоиды Синегорского и Дальненского интрузивов (Приморье).

Таблица 45 (окончание)

| Группа | Число проб | Al _{VI} | Al _{IV} | Fe | OH | K |
|--------|------------|------------------|------------------|--------|--------|-------|
| 1 | 18 | 0,739 | -0,567 | 0,043 | -0,699 | 0,636 |
| 2 | 19 | 0,057 | -0,858 | 0,915 | — | — |
| 3 | 21 | 0,746 | -0,708 | — | — | — |
| 4 | 17 | 0,393 | -0,474 | 0,112 | — | — |
| 5 | 17 | 0,638 | -0,298 | -0,405 | — | — |

рактены отрицательные корреляции с OH и K. Это прекрасно иллюстрирует роль калия и воды в остаточном фракционировании вольфрама. Вхождение вольфрама в структуру слюд, очевидно, способствует гетеровалентное замещение типа $R^{2+} \rightarrow R^{3+}$ и связанное с ним изменение энергетического поля октаэдра. Важнейшие изовалентные и гетеровалентные замещения ведут к изменению размеров элементарного пакета триоктаэдрических слюд, что отражается их параметрическими характеристиками b и $c \cdot \sin \beta$ (Михеев, 1954; Берхин, 1954). По предварительным данным, в биотитах наблюдается обратная зависимость ($r = -0,456$) между содержанием и параметром b (9,1522–9,305 Å). Изменение величины b происходит пропорционально с ростом количества Mg ($r = 0,692$), Fe³⁺ (0,353), Ti⁴⁺ (0,721), но обратнопропорционально содержанию Fe (-0,669) и Al (-0,491) в октаэдре слюд. Таким образом, вхождение вольфрама в слюды происходит в условиях структурного сжатия их октаэдра, что фиксируется параметром b . Крайнее выражение этих тенденций — максимальная концентрация W в мусковитах для которых величина b составляет 8,964–9,076 Å.

Рассмотренные материалы позволяют заключить, что главный фактор, определяющий поведение вольфрама в процессах магматической кристаллизации, — режим кислотности-щелочности. С ростом активности щелочей

(особенно калия) в расплавах вольфрам утрачивает возможность рассеиваться в структурах породообразующих минералов и накапливается в остаточных расплавах-растворах. Режим летучих компонентов и, прежде всего, рост потенциала воды по мере кристаллизации расплавов играл существенную роль в мобилизации и выносе подвижных комплексов особенно в близповерхностных условиях, в которых происходило становление верхнемеловых интрузий Сихотэ-Алиня. Вполне вероятно, что специализация гранитоидных магм на вольфрам, их потенциальная возможность формировать скопления этого элемента в первую очередь определяется физико-химическими условиями кристаллизации расплавов, особенно характером и типом щелочности. В связи с наиболее продуктивными на вольфрам являются, по-видимому, расплавы — производные от глубинных трахибазальтовых и трахиандезитовых магм, повышенная щелочность которых обеспечивала высокую степень накопления W в зонах магмообразования, а в последующем — полноту экстракции подвижных комплексов его в ходе кристаллизации этих расплавов в приповерхностных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе систематизации оригинальных материалов и литературных данных о распределении олова и вольфрама в минералах и породах молодых вулкано-интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня установлены определенные геохимические тенденции поведения олова и вольфрама в процессах магматической дифференциации и кристаллизации. Для мезозойских структур Сихотэ-Алиня рассмотрены региональные факторы, контролирующие распространение олова и вольфрама в осадочных, метаморфических, эффузивных и интрузивных породах.

Верхнемеловые гранитоиды повышенной основности, образующие меридиональные серии близповерхностных интрузий или вулкано-интрузивных комплексов в пределах антиклинальных структур Сихотэ-Алиня и в краевой зоне Ханкайского массива, представляют продукты кристаллизации глубинных расплавов, формировавшихся в результате глубинной дифференциации или селективно выплавлявшихся из базитов нижней коры. Гранитоиды этих интрузивных серий, относящиеся к типу пород известково-щелочного ряда, приурочены в основном к системе меридиональных риолитовых поясов (Власов, 1971), образование которых, начиная с верхнего палеозоя до палеогена, связано с последовательно-циклическим развитием эвгеосинклинальных структур этой области. Минимальное содержание олова характеризует гранитоиды, формировавшиеся как в зонах многократной магматогенной регенерации (Западно-Сихотэ-Алинский риолитовый пояс в краевой части Ханкайского массива), так и в области с переходным типом коры (в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского риолитового пояса), на стыке разнородных литосферных плит — континентальной и субокеанической. Наиболее высокий фоновый уровень олова отмечен в адамеллит-гранитных массивах области Центрально-Сихотэ-Алинского риолитового пояса, образованию которого, возможно, предшествовало формирование вулканической дуги.

Своеобразие структурного положения гранитоидных серий Сихотэ-Алиня позволяет рассматривать каждое из выделенных подразделений в качестве области, для которой может быть построена самостоятельная петролого-геохимическая модель, приемлемая для анализа возможностей накопления рудогенных элементов в зоне перехода от континента к океану. В данном случае накопление олова и вольфрама, по-видимому, связано с процессами формирования глубинных (верхняя мантия — нижняя кора) расплавов, прошедших, возможно, сложный путь дифференциации

по мере продвижения к земной поверхности с образованием вулканогенно-интрузивных комплексов или кристаллизацией на промежуточных уровнях (в малоглубинных камерах) в зависимости от структурных факторов, парциального давления воды, изменения состава флюидов в процессе кристаллизации расплавов или их взаимодействия с вмещающими породами.

Особый тип пород в регионе представляют трахиандезит-монцитонитовые комплексы Восточной Сихотэ-Алинской оловоносной зоны (Радкевич, 1958). Их формирование связано с поступлением щелочно-базальтовых (трахибазальтовых) расплавов, выплавлявшихся в глубинных зонах верхней мантии, что обеспечивало накопление в них калия, олова, бора, халькофильных и сидерофильных элементов (Барсуков, 1974). Продуктивность трахибазальтовых и трахиандезитовых расплавов на олово, по-видимому, объясняется не только геохимической специализацией, но и высокой щелочностью магм. С ростом активности калия в гранитоидных расплавах повышается прочность комплексных соединений переходных металлов, с том числе и олова, что обеспечивает их остаточное накопление (Говоров, 1971). В основных расплавах с высоким содержанием калия остаточное фракционирование олова происходит особенно эффективно, обеспечивая высокую степень отгонки при минимальных потерях в аккумуляруемой фазе (магнетит, пироксен).

Вольфрам, как и олово, накапливается в процессе кристаллизационной дифференциации расплавов. Отклонения от этого правила, фиксирующие высокий уровень накопления вольфрама в изоморфно-емких минералах, возможны в системах с низким потенциалом калия. Высокое содержание вольфрама в некоторых типах щелочных пород, производных глубинных магм, позволяет уверенно говорить о возможности поступления его из мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И., Архангельская В.В.* и др. Потенциальная рудоносность магматических образований на примере эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 146–189.
- Аренс Л.Х., Либенберг У.Р.* Олово и индий в слюдах по данным спектральных определений. — В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 78–84.
- Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963, 107 с.
- Барсуков В.Л.* К геохимии олова. — Геохимия, 1957, № 1, с. 36–45.
- Барсуков В.Л.* О проблеме источника рудного вещества. XXII Международный геохимический конгресс. М., "Наука", 1971, с. 213–215.
- Барсуков В.Л.* О проблеме источника рудного вещества гидротермальных месторождений. — В кн.: Геохимия гидрогермального рудообразования. М., "Наука", 1972, с. 272–279.
- Барсуков В.Л.* Основные черты геохимии олова. М., "Наука", 1974, 148 с.
- Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12, с. 151–184.
- Барсуков В.Л., Дурасова Н.А.* Металлоносность и металлогенетическая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня). — Геохимия, 1966, № 2, с. 168–179.
- Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Малышева Т.В., Бобр-Сергеев А.А.* Исследование формы нахождения олова в биотите и алюмосиликатном стекле методом месбауэровской спектроскопии. — Геохимия, 1970, № 6, с. 758–761.
- Барсуков В.Л., Павленко Л.Н.* Распределение олова в гранитоидных породах. — Докл. АН СССР, 1966, 109, № 3, с. 589–592.
- Баскина В.А.* Магматизм Тетюхинского района. М., "Наука", 1965, 211 с.
- Баскина В.А.* Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., "Наука", 1975, с. 25–42.
- Баскина В.А., Фаворская М.А.* Возраст изверженных пород Иманского блока (Восточный Сихотэ-Алинь), определенный К-Аг методом. — Докл. АН СССР, 1969, 184, вып. 4, с. 905–908.
- Белов Н.В.* Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магм. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 95–101.
- Берхин С.И.* Рентгенограммы железомagneзиальных слюд. — Докл. АН СССР, 1954, 95, вып. 145.
- Боровик С.А.* О нахождении олова в слюдах. — Докл. АН СССР, 1937, 14, № 6, 349 с.
- Бровчук Н.Ф., Миронюк А.Ф.* Распределение олова в палеозойских гранитоидах и осадочных породах Малого Хингана. — В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 89–96.
- Бурьянова И.З., Бевзенко П.Е., Барвинок Ю.В., Годунов Ю.М., Киричек Д.В.* Гранитоидные интрузии Центрального Сихотэ-Алиня. В кн.: Вопросы геологии, геохимии и ме-

- таблации Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 101–103.
- Буцук Л.А.* Некоторые особенности распределения рудных элементов в мезозойских и палеозойских осадочных породах Фурмановского рудного района Приморья. – В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 203–205.
- Быковская Е.В., Блюмштейн Э.И.* Верхнемезозойские и кайнозойские вулканогенные комплексы Сихотэ-Алинской подвижной области. – В кн.: Магматические комплексы Дальнего востока. Владивосток, 1971, с. 136–149.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7, с. 555–572.
- Виноградов А.П., Вайнштейн Э.Е., Павленко Л.Н.* Вольфрам и молибден в изверженных породах. – Геохимия, 1958, № 5.
- Власов Г.М.* Некоторые особенности развития магматизма Тихого океана. – В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 79–90.
- Геология СССР, т. 32. Приморский край, часть I, геологическое описание. М., "Недра", 1969. 695 с.
- Геохимия молибдена и вольфрама. М., "Наука", 1971. 127 с.
- Герасимовский В.И., Борисенко Л.А.* К геохимии олова в нефелиновых сиенитах. – Геохимия, 1968, № 7, с. 951–962.
- Говоров И.Н.* Зависимости послемагматической минерализации гранитоидов от состава и последовательности кристаллизации магмы. – В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 5–24.
- Говоров И.Н.* Фации гранитоидов и редкометальное оруденение. – В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., "Наука", 1966, с. 73–79.
- Говоров И.Н.* Геохимические основы металлогении олова. – В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1970, с. 85–92.
- Говоров И.Н.* Геохимические и термодинамические условия формирования дайлингенных гранитоидных плутонов. – В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 255–274.
- Говоров И.Н.* Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. X. М., "Наука", 1973, с. 153–176.
- Говоров И.Н.* Физико-химические условия минералообразования и геохимия рудного процесса, связанного с гранитоидами. Автореф. докт. дис. М., 1974, 70 с. (ИГЕМ).
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б.* Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимические особенности. – В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 235–249.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Недашковский П.Г.* и др. Формационно-петрогеохимическое расчленение гранитоидных комплексов Дальнего Востока. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 99–116.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Радкевич Е.А., Стрижкова А.А.* Позднемезозойские гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимическая специфика. – Докл. АН СССР, 1972, 205, № 2, с. 418–421.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Радкевич Е.А.* и др. Геохимические аспекты металлогении вольфрама Приморья. – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1975, с. 66–83.
- Говоров И.Н., Мишкин М.А., Липкина М.И.* и др. Распределение акцессорных элементов в породах фундамента Приморской металлогенической области. – В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 159–166.
- Говоров И.Н., Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Недашковский П.Г.* Геохимические циклы рудных элементов советского Дальнего Востока. – В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 7–20.

- Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б.* и др. Признаки и факты геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 83—145.
- Голубева Э.Д., Говоров И.Н.* Геохимические особенности третичных базальтов Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 158—161.
- Грачева А.А., Левашев Г.Б., Стрижкова А.А.* Калий-аргоновая датировка позднемеловых гранитоидов из различных геоструктурных зон Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 81—82.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 132—227.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н.* и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., "Наука", 1970. 215 с.
- Гуревич В.М., Тимошин А.И.* Некоторые особенности магматизма бассейна среднего течения р. Фудзин. Информационный сборник, ПТГУ, № 6, 1968, с. 125.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д.* Породообразующие минералы, т. 2—3. М., "Мир", 1966. 405 с.
- Дмитриев Л.В., Барсуков В.Л., Дурасова Н.А.* Смена парагенезиса как фактор распределения рудного вещества в гранитах. — Геохимия, 1968, № 3, с. 461—485.
- Дмитриев Л.В., Барсуков В.Л., Удинцев Г.Б.* Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования. — Геохимия, 1970, № 8, с. 935—945.
- Зимин С.С., Бевзенко П.Е., Говоров И.Н.* и др. Ассоциация родственных магматических пород Дальнего Востока в связи с проблемой глубинного строения Земли и источников рудообразования. — В кн.: Магматизм, формация кристаллических пород и глубины Земли, т.1. М., "Наука", 1972, с. 172—180.
- Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 133 с.
- Иванов В.С.* О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки). М., "Наука", Сер. геол., 1970, № 7, с. 601—609.
- Иванов Ю.Г., Левашев Г.Б.* К вопросу о типах вольфрамового оруденения. Владивосток, 1964.
- Иванов Ю.Г., Левашев Г.Б.* Вольфрамовые рудопоявления в гранитоидах левобережья р. Сучан. Информационный сборник № 6. Владивосток, с. 43—49.
- Иванова Г.Ф.* О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. — Геохимия, 1968, № 5, с. 470—476.
- Иванова Г.Ф.* Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе. — Геохимия, 1969, № 1, с. 22—32.
- Иванова Г.Ф., Бутузова Е.Г.* Особенности распределения вольфрама, олова, молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1968, № 6, с. 689—699.
- Изох Э.П.* Поперечные зональные структуры Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., 1966, № 1, с. 32—43.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев Н.В., Наговская Г.И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, и их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967, 332 с.
- Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петров Л.Л., Пополитов Э.И.* Олово и бериллий в щелочных гранитоидах (пример резко повышенных концентраций олова и бериллия в гранитах). — Геохимия, 1968, № 9, с. 1078—1088.
- Комаров Ю.В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, "Наука", 1972. 155 с.
- Кориковский С.П.* Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., "Наука", 1968, с. 138—164.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964. 386 с.

- Кулинич Р.Г. Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозой южной части Сихотэ-Алиня. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 284—289.
- Левашев Г.Б. Мигматитовая модель дифференциации рудогенных элементов. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., "Наука", 1974, с. 163—166.
- Левашев Г.Б., Говоров И.Н., Стрижкова А.А., Гречищева А.П. Вопросы региональной геохимии вольфрама Приморья. — Геохимия, 1972, № 4, с. 460—478.
- Левашев Г.Б., Голубева Э.Д., Говоров И.Н. Вольфрам в основных, средних и кислых вулканитах континентальной части Тихоокеанского пояса (на примере Сихотэ-Алиня). — Докл. АН СССР, 1974, 214, № 2, с. 434—437.
- Левашев Г.Б., Михайлов М.А., Моисеев В.Г. и др. Проблемы источников и цикличности рудогенных элементов (по данным региональных геохимических исследований в континентальной части Тихоокеанского подвижного пояса). — В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 5—47.
- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Голубева Э.Д. Геохимия олова в гранитоидах различных структурно-формационных зон Приморья. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1041—1057.
- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Москаленко Ю.С., Кулик Р.И. Особенности химического состава роговых обманок верхнемеловых гранитоидов Сихотэ-Алиня в сравнении с другими районами Тихоокеанского подвижного пояса. — Докл. АН СССР, 1976, 226, № 2, с. 429—432.
- Леликов Е.П. Петрология и вопросы геохимии гранитоидов восточной части Ханкайского массива (Приморский край). Автореф. канд. дис. Владивосток, 1971. 23 с. (ДВГИ).
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—37.
- Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. — Докл. АН СССР, 1970, 190, № 6, с. 1426—1430.
- Милов А.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск, "Наука", СО, 1975. 133 с.
- Михеев В.И. Влияние изоморфного замещения в слюдах на характер дебаграмм. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1954, № 8.
- Мишин В.П. Стадийность развития эвгеосинклиналей (на примере Приморья). — Тезисы докл. XXIII научно-технической конференции. Владивосток, 1975, с. 36—38.
- Недашковский П.Г., Леликов Е.П., Дербаремдикер М.М. и др. Особенности состава и распределения рудных и редких элементов в пермских вулканогенно-терригенных образованиях Даубихинской зоны Приморья. — Геохимия, 1971, с. 562—569.
- Недашковский П.Г., Полевских Р.И., Стрижкова А.А., Назаров М.Н. Геохимия редких элементов в гранитоидах Дальнего Востока. Владивосток, 1971. 252 с., № 4208-72 деп.
- Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., "Наука". 1966. 382 с.
- Никифорова И.К., Нарнов Г.А. О поведении олова в мезозойских гранитоидах западной части Приморья. — Геол. и геофиз., 1971, № 7, с. 42—49.
- Овчарек Э.С. Последовательность и длительность образования ассоциаций магматических пород Тетюхинского района. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 83—85.
- Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1967. 187 с.
- Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 19, с. 109.
- Радкевич Е.А., Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С. и др. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении. — Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 3—14.
- Руб М.Г. Рудоносные гранитоиды советской части Тихоокеанского пояса и характер связи с ними оруденения. — В кн.: Основные проблемы металлогении

- нии Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 49–52.
- Руб М. Г., Токсубаева Г.П., Чернов Б.С.* Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья. — Сов. геология, 1969, № 4, с. 119–154.
- Санделл Э.Б.* Распространенность вольфрама в изверженных породах. — В кн.: Редкие элементы в изверженных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 387–394.
- Сахно В.Г.* Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск, "Наука", 1976. 99 с.
- Сахно В.Г., Говоров И.Н.* Геохимические особенности ультраосновных пород рифтовых зон и включений в щелочных базальтоидах. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 120–123.
- Сахно В.Г., Говоров И.Н.* Геохимические особенности основных включений и лав вулканитов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 189–197.
- Сахно В. Г., Говоров И. Н., Голубева Э.Д., Куренцова Н.А.* Включения шпинелевых перидотитов в лавах Тихого и Индийского океанов и их петрогенетическое значение. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., "Наука", 1972, с. 17–22.
- Серых В.И., Габов Ю.А.* Минеральный состав ультракислых гранитов Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1976. 194 с.
- Симаненко В.П., Федчин Ф.Г.* Некоторые петрохимические особенности датского вулканоплутонического комплекса междуручья Самарги и Единки. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 139–140.
- Смирнов В.И.* Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка", 1971, с. 245–254.
- Смит Гордон Ф.* Физическая геохимия. М., "Недра", 1968. 474 с.
- Соловьев В. С.* Особенности пермского и позднемелового-палеогенового вулканизма Южного Приморья. — Докл. АН СССР, Сер. геол., 1966, 170, № 1, с. 176–180.
- Старков Г.Н.* Петрография и рудоносность кортландитовых комплексов Южной Камчатки. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1971, 21 с. (ДВГИ).
- Стрижкова А.А.* Петрография, минералогия и геохимия гранитоидов западной части Арминского рудного района Приморья. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1975 22 с. (ДВГИ).
- Студеникова З.В., Глинкина М.И., Корнилова К.И.* К геохимии вольфрама и молибдена. Межд. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Геохимические циклы. М., 1960, с. 178–186.
- Студеникова З.В., Павленко Л.И.* О содержании вольфрама и молибдена в щелочных породах Восточной Тувы и Северного Кавказа. — Геохимия, 1960, № 7, с. 651–655.
- Тарарин И.А.* Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., "Наука", 1971. 143 с.
- Тарарин И.А.* Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье. — В кн.: Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975, с. 142–166.
- Тausон Л.В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1960. 230 с.
- Тausон Л. В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И.* и др. Факторы рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 216–261.
- Толок А.А., Нарнов Г.А., Тарарин И.А.* О поведении редких элементов при дифференциации гипабиссальных щелочных габброидов натриевого рода (олово). — Геохимия, 1971, № 1, с. 39–46.
- Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 161–192.
- Федчин Ф.Г., Федчина Г.Н.* Магматические породы и оловянная минерали-

- зация Хингано-Олонойской вулканической зоны. — В кн.: Взаимоотношение оруденения и магматизма. М., "Наука", 1970, с. 99—110.
- Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Семенова Н.Н.* Поведение рудогенных элементов в процессе формирования Самаргинского вулканоплутонического комплекса. — В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 73—102.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология автолитов в гранитоидах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 36—48.
- Шипулин Ф.К.* Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. М., Изд-во АН СССР, 1957. 280 с.
- Шека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Старков Г.Н.* Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 9—61.
- Ahrens L.H., Libenberg W.B.* Geochemical studies on some of the rare elements in South African minerals and rocks. Lithium in Mica and Feld par. — Transactions of the Geol. Soc. of South Africa, 1946, XLVIII, p. 75—82.
- Dekate I.G.* Tungsten occurrences in India and their genesis. Philos. Dr. thesis, Nagpur. Univ. Dept. Geol. Visvesvaraya Regional College Engng. Nagpur, 1966.
- Dodge F.C.W., Papike J.J., Mays R.E.* Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. — "J. Petrology", 1968, v. 9, N 3, p. 378—410.
- Engel A.E.J., Engel C.G.* Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains New York, Part II, Mineralogy. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, N 1.
- Jakes P., White A.S.R.* Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. — Amer. Miner., 1972, v. 56, N 6, p. 887—902.
- Jedwab J.* La signification des traces d'étain dans certains minéraux cimmause des pegmatites. — Ann. Soc. Geol. de Belgique, 1953, v. 76, N 4, p. 101—105.
- Jeffery P.I.* The geochemistry of tungsten with special reference to the rock of the Uganda Protectorate. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959, v. 16.
- Kanisawa S.* Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in Southern Kitakami Mountains, Japan. — J. Japan Assoc. Min. Petrol. — Econ. Geol., 1972, v. 67, p. 332—344.
- Muller G.* Contribution in Mineralogy and Petrology. 1966, v. 13, N 1.
- Noddack I., Noddack W.* Die Geochemie des Rheniums. — Z. physik. Chem., 1931, A 154, 207.
- Oftedal I.* Contribution to the geochemistry of tungsten. — Bull. Geol. Instus. Univ. Uppsala, 1961, 40, p. 135—138.
- Otteman I.* Untersuchungen zur Verteilung von spurenelementen insbesondere angewandete. Mineralogie, Bd. 3, H. 2, Berlin, 1940, s. 142—169.
- Sandell E.B.* Abundance of tungsten in igneous rocks. — Amer. J. of Sci., 1946, v. 244, N 9.
- Shimer J.A.* Spectrographic analysis of New England granites and pegmatites. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1943, v. 54, N 8, p. 1049—1066.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| <i>Глава 1</i> | |
| Геологическое положение и состав верхнемеловых-палеогеновых гранитоидов Сихотэ-Алиня | 5 |
| Характеристика интрузивных серий | 7 |
| Последовательность формирования интрузивных серий по данным К-Аг датировки возраста гранодиоритов | 33 |
| Размещение интрузивных серий в связи с особенностями глубинного строения Сихотэ-Алиня | 38 |
| Общая петрохимическая характеристика интрузивных серий | 45 |
| Особенности химического состава железо-магнезиальных минералов гранитоидов | 48 |
| Роговая обманка | 49 |
| Биотит | 56 |
| <i>Глава 2</i> | |
| Магматогенная геохимия олова (по материалам Сихотэ-Алиня) | 63 |
| Распределение олова в геосинклинальных образованиях | — |
| Поведение олова в процессе анатексиса | 65 |
| Распределение олова в мезозойских вулканических и интрузивных породах | 70 |
| Распределение олова в минералах и его кристаллохимия | 79 |
| <i>Глава 3</i> | |
| Геохимия вольфрама в процессах магматической кристаллизации | 100 |
| Основные закономерности распределения вольфрама в породах Сихотэ-Алинской складчатой области | 101 |
| Распределение вольфрама в породообразующих минералах | 124 |
| Заклучение | 136 |
| Литература | 138 |

Геиннадий Борисович Ле в а ш е в

МАГМАТОГЕННАЯ ГЕОХИМИЯ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

Утверждено к печати Геологическим институтом Дальневосточного научного центра

Редактор издательства *Н.В. Знаменская*. Художественный редактор *И.К. Капралова*
Технический редактор *Г.П. Каренина*

ИБ № 6449

Подписано к печати 17.04.78. Т — 00287. Усл.печ.л. 9,0 + 0,1 вкл. Уч.-изд.л. 10,3
Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 950 экз. Тип. зак. 35 Цена 1 руб.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1p.

4372