

## МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И СИСТЕМЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА АЗИИ И ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ

*Л.Ф. Мишин\**, *Чжао Чунцзин\*\**, *А.И. Солдатов\**

*\*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

*\*\*Шэньянский институт геологии и полезных ископаемых, Шэньян, КНР*

На восточной окраине Азиатского континента, в области развития мезозойско-кайнозойского субаэрального вулканизма, выделены три разновозрастные системы, по структурному положению и составу пород соответствующие окраинно-континентальным вулканическим поясам. С запада на восток выделяются системы: Удско-Большехинганская ( $J_3$ - $K_1$ ), Охотско-Сунгарийская ( $K_{1-2}$ ), Сихотэ-Алинская ( $K_2$ - $P$ ). Автономность этих структур подчеркивается наличием продольной зональности. По отношению к Тихоокеанской окраине в них выделяются внутренняя и внешняя зоны, резко различающиеся окислительно-восстановительными условиями, первичными отношениями изотопов стронция, характером распределения редкоземельных элементов пород и другими признаками. В соответствии с распределением магматических пород выделяются три разновозрастные металлогенические системы, в каждой из которых формируются две сопряженные зоны (по профилирующему элементу): внутренняя золотоносная и внешняя оловоносная. Возрастная дискретность оруденения выражена более резко, чем аналогичная дискретность самого магматизма, и это служит дополнительным веским аргументом обоснованности выделения трех возрастных, пространственно разобщенных систем.

**Ключевые слова:** вулкано-плутонические пояса, оруденение, зональность, окислительно-восстановительные условия, геохимия, изотопия, Восток Азии.

### ВВЕДЕНИЕ

Известково-щелочные вулканические и комагматичные им плутонические породы на Востоке Азии распространены от Тихоокеанской окраины до Забайкалья. Максимум магматической активности на этой территории приходится на позднеюрско-палеогеновый период. С этим этапом магматизма связано большинство месторождений олова, золота, серебра и все известные проявления вторично-кварцитово-формации. В современном срезе вулканические породы сохранились в виде изолированных полей и отдельных протяженных поясов. Форма их выходов во многом определяется условиями и длительностью эрозионных процессов, а также структурой фундамента.

В основу районирования магматических образований нами положены возраст и зональность вулканизма.

### ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И СИСТЕМЫ

Многими исследователями Востока Азии отмечалось омоложение вулканогенных толщ с запада на восток [6, 30, 42]. Вместе с тем, меловой вулканизм оказался сквозным для всей территории, что создавало иллюзию непрерывности вулканизма и послужило причиной того, что при тектонических построениях возраст вулканогенных образований должным образом не анализировался.

При сопоставлении возрастов начальных и конечных фаз вулканизма и интрузивного магматизма в отдельных вулканических полях выяснилось, что существуют протяженные ареальные зоны с синхронным магматизмом и со скачкообразным изменением возрастов на границах таких зон [38]. Эти близодновременные ареалы обычно изолированных выходов вулканических и плутонических пород были выделены как мегапояса или системы (рис. 1).

С востока на запад выделяются Сихотэ-Алинская сеноман (турон)-олигоценая, Охотско-Сунгарийская альб (баррем)-сеноманская (маастрихт) и самая обширная Удско-Большехинганская позднеюрско-раннемеловая вулcano-плутонические системы.

Сихотэ-Алинская система включает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и серию разобщенных вулканических полей и интрузивных массивов в Центральном Сихотэ-Алине. Согласно стратиграфической схеме\*, начальные фазы субэпирального вулканизма в южном Сихотэ-Алине датируются сеноманом (верхняя часть разреза петрозувеской свиты), а на севере – туроном. Накопление вулканогенных толщ происходило с перерывами до конца неогена. Верхнемеловые вулканогенные образования представлены породами среднего и кислого составов с подчиненным распространением базальтов. В кайнозойе постепенно вулканизм приобретает базальтовый состав, а вулканы кислого состава образуют локальные постройки (пихтачская, кедровская и колчанская свиты) на фоне преимущественного распространения базальтоидов. В этих условиях стратиграфическое расчленение пород связано с большими трудностями, и, несмотря на значительное количество изотопных определений возраста, объем и возраст свит и толщ трактуется по-разному [15, 29, 45]. По химическому составу породы относятся к известково-щелочной серии, и лишь в неогене произошло излияние толеитовых и щелочных базальтов, отвечающих по петрогеохимическим характеристикам внутриплитным платобазальтам [29]. По данным абсолютных возрастов этот этап охватывал период от 20 до 4 млн лет назад. 20–25 млн лет назад – амагматичный период, отвечающий времени раскрытия Японского моря [74]. Неогеновый этап отличается полным отсутствием интрузивного магматизма, и для него не известны сколько-нибудь значительные проявления гидротермальных процессов и рудной минерализации. Кроме того, неогеновые толеитовые и щелочные базальты распространены далеко за пределы Сихотэ-Алиня, включая Китай и Забайкалье [49]. По этой причине неогеновые базальты отнесены к самостоятельному плитному комплексу и в данной работе не рассматриваются.

Вулканические породы тесно ассоциируют с гранитоидами, образуя вулcano-плутонические комплексы. Раннемеловые гранитоиды хунгарийской, сандинской и татитибинской серий, не имеющие вул-

канических комагматов, выделяются в самостоятельный плутонический пояс [54] и в данной работе рассматриваются в качестве фундамента.

Охотско-Сунгарийская система. В её составе выделяются Охотско-Чукотский пояс (рассматривается его юго-западный фланг, включающий Преджугжурский, Ульяновский и Куйдусунский вулканогены) и вулканические поля в восточной части Буреинского и Ханкайского массивов (Селиткано-Сунгарийский сегмент). Южное выклинивание системы произошло в районе, примыкающем к северному окончанию Северо-Китайской платформы. В Селиткано-Сунгарийском сегменте заложение системы произошло в альбе и, возможно, в отдельных структурах – в барреме–апте. Согласно стратиграфической схеме, толщи, венчающие сохранившуюся часть разреза в этом регионе, датируются коньяком, однако многочисленные современные Rb/Sr, K/Ar и Ar/Ar определения возраста вулканических пород, гранитов и оруденения свидетельствуют о туронском возрасте завершающей фазы магматизма [8, 10, 22, 24].

Граница Селиткано-Сунгарийского сегмента с Сихотэ-Алинской системой проходит вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, ей соответствует резкая смена окислительных условий формирования магматических пород. К Селиткано-Сунгарийскому сегменту здесь относятся Алчанская и Южно-Приморская вулканические зоны, которые объединялись ранее в Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Возраст алчанской свиты определялся ранее как позднеальбский–сеноманский, но согласно последним геологическим исследованиям (Амельченко, 2000 г.) эти отложения датируются альбом.

Наиболее ранние вулканогенные образования Южно-Приморской зоны, объединяемые в коркинскую серию, также датировались поздним альбом–сеноманом. Поводом для пересмотра возраста послужили радиологические данные, полученные для гранитоидов Кричного рудного поля, прорывающих отложения коркинской вулканической серии. Rb/Sr и K/Ar методами в разных лабораториях получены близкие цифры – 104, 97, 98 млн лет [56]. Согласно этим данным, возраст отложений коркинской серии не моложе альба. Биостратиграфические данные также указывают на альбский и, возможно, более древний возраст коркинской серии [46]. В пределах Западного Сихотэ-Алиня отмечается частичное совмещение раннемеловых вулканогенных образований с позднемеловыми и палеогеновыми вулканическими породами Сихотэ-Алинской системы. Стратиграфический перепад между этими комплексами вулканических пород в алчанской зоне достигает 40 млн лет.

\* Здесь и далее имеется в виду решение четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1994. 123 с.



Возраст вулканогенных отложений юго-западного сегмента Охотско-Чукотского пояса на основе биостратиграфических данных и определений абсолютного возраста определяется как альб-маастрихтский [1, 3, 21, 23].

Удско-Большехинганская система объединяет вулcano-плутонические комплексы позднеюрско-раннемелового (в основном доальбского) возраста, распространенные на обширной территории к западу от Охотско-Сунгарийской системы. Эта система не имеет четко выраженного простирания. Наряду с разрозненными полями вулканитов Северо-Восточного Китая, Зейско-Буреинского района и Амурской области в её состав входят разноориентированные крупные вулcano-плутонические пояса: Большехинганский, Монголо-Забайкальский, Умлекано-Огоджинский, Становой, Южно-Алданский и Удской.

Восточная граница Удско-Большехинганской системы на первом этапе проводилась главным образом по резкому изменению степени окисленности пород [37]. В последние годы для интрузивных и вулканических пород этой системы разными методами были получены многочисленные данные по абсолютному возрасту, подтверждающие наличие значительного возрастного скачка на границе с Охотско-Сунгарийской системой [2, 17, 57, 58]. Так, возраст магматических пород Умлекано-Огоджинского пояса, непосредственно контактирующего с Охотско-Сунгарийской системой, составляет от 145 млн лет (магдагачинский комплекс) до 118–115 млн лет (галкинский комплекс) и 100 млн лет (трахибазальт-трахиандезитовый комплекс) [58]. Возраст магматических пород Станового пояса определяется в 130–109 млн лет [2].

На территории Северного Китая, в том числе в вулканическом поясе Большого Хингана, вулканические породы сформировались в интервале 150–104 млн лет назад, при этом более поздние вулканические образования, объединяемые в формацию иликэдэ, распространены ограниченно, главным образом в приразломных зонах. Гранитоиды на

этой территории предшествуют вулканизму и имеют возраст 180–150 млн лет [67].

Близкий возраст имеют вулканические и плутонические породы в Приаргунском районе [12]. Вулканические породы здесь выполняют, как правило, узкие приразломные, рифтогенного характера, грабены.

На востоке системы позднеюрские вулканические породы достоверно известны в пределах Удского пояса, ограниченные по площади выходы установлены в Ульяновском прогибе (бассейн р. Тукчи, тукчинская толща) и Центрально-Охотской зоне (огонерская толща), основная же часть выходов вулканитов на востоке системы датируется ранним мелом. Неомовые отложения, постепенно выклиниваясь, прослеживаются на север в основании Охотско-Чукотского пояса. Разделяет последние готерив-аптский стратиграфический перерыв [22].

В Забайкалье и Монголии достаточно широко представлены раннемезозойские ( $T_3$ - $J_2$ ) вулканические и плутонические породы [30]. Подобного возраста магматические породы установлены в северо-восточном обрамлении Северо-Китайской платформы.

В целом можно говорить об удревнении с востока на запад возраста нижней границы вулканогенных толщ в пределах Удско-Большехинганской вулcano-плутонической системы. По-видимому, раннемезозойские магматические породы образуют самостоятельную систему.

#### ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ЭТАПНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

На Востоке России основными промышленными объектами являются месторождения золота и олова. Они наиболее изучены. В настоящее время для большинства крупных месторождений имеются радиологические определения возраста оруденения, основная масса которых произведена в последние годы Rb/Sr, Ar/Ar методами в разных лабораториях, и в результате получены достаточно надежные сопоставимые датировки, обобщенные в табл. 1.

**Рис. 1.** Схематическая карта и схема районирования вулcano-плутонических систем.

А. 1–3 – вулcano-плутонические системы: Сихотэ-Алинская –  $K_2$ -Ф (1), Охотско-Сунгарийская –  $K_1$ - $K_2$  (2) и Удско-Большехинганская –  $J_3$ - $K_1$  (3), (а – вулканические породы, б – плутонические); 4 – раннемезозойские вулканические (а) и плутонические (б) образования; 5 – зоны вулcano-плутонических систем внутренние (а) и внешние (б); 6 – неоген-четвертичные базальтоиды; 7 – осадочные бассейны; 8 – образования фундамента; 9 – раннемеловые граниты хунгарийского, татибинского и сандинского комплексов; 10 – границы систем и зон (а) и сутуры (б).

Б. Схема районирования позднеюрско-палеогеновых вулcano-плутонических образований.

1–3 – вулcano-плутонические системы: сеноман-палеогеновая (1), апт (альб) – сеноманская (маастрихт) (2), позднеюрско-раннемеловая (3). 4 – зоны внешняя (а) и внутренняя (б). Подписаны вулканические пояса.



рождений формировались практически одновременно на всем ее протяжении.

С позднеюрско-раннемеловым этапом магматизма связана основная золотоносность востока России. В последние годы для большинства золоторудных месторождений, расположенных в Амурской области, преимущественно Rb/Sr методом получены радиологические возрасты гидротермалитов: Бамское месторождение – 122 млн лет [39], Покровское – 131 млн лет [40], Кировское – 128,3 млн лет [41], Токурское – 133 млн лет [62]. Эти цифры свидетельствуют о близком, готеривском времени формирования разнотипных в формационном отношении золоторудных месторождений.

Более древний возраст имеют рудные месторождения в западных районах распространения позднеюрско-раннемеловых вулcano-плутонических ассоциаций: урановые месторождения Стрельцовского типа – 140 млн лет [4], Дарасунское золоторудное месторождение – 150–144 млн лет [47]. Оловянное и вольфрамовое оруденение, по данным Р.М. Константинова с соавторами [19], формировалось в три этапа: 174–164, 160–140 и 140–120 млн лет назад.

Эти данные согласуются с удревнением нижней границы возраста магматических пород позднеюрско-раннемеловой Удско-Большехинганской вулcano-плутонической системы с востока на запад.

В целом можно заметить, что возрастная дискретность оруденения, связанного с мезозойско-кайнозойским орогенным магматизмом, выражена более резко, чем аналогичная дискретность самого магматизма, и это служит веским дополнительным аргументом в пользу обоснованности выделения трех

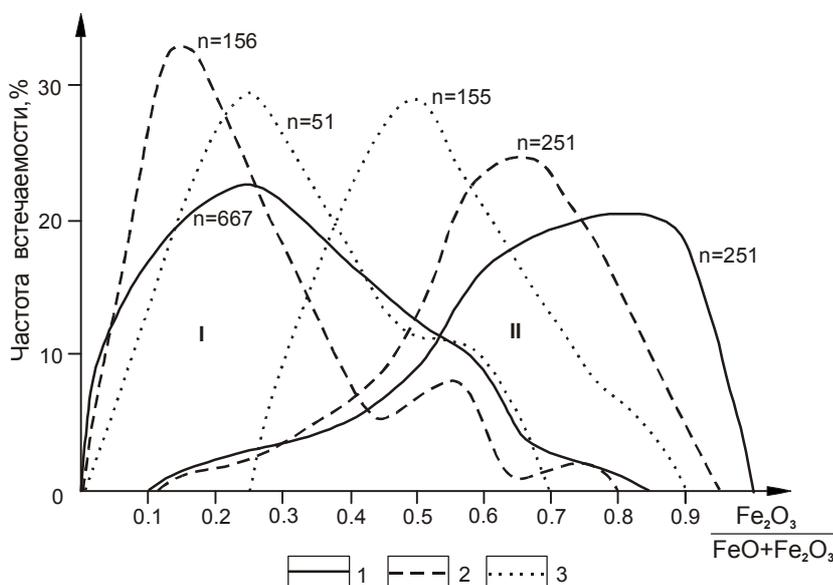
возрастных, пространственно разграниченных систем вулcano-плутонических пород в континентальной части Востока Азии.

### ЗОНАЛЬНОСТЬ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Элементы продольной зональности вулканических поясов на формационном уровне отмечали многие исследователи. В частности, было замечено возрастание роли вулканических пород кислого состава в Центральном Сихотэ-Алине по отношению к его прибрежной части [6, 48, 54], подобная зональность была выявлена в отдельных сегментах Охотско-Сунгарийской системы [59]. Однако четких критериев для картирования зональности не было найдено. Традиционные петрохимические признаки (щелочность, калиевоность и т.п.) имели ограничения, так как вариации этих параметров в вертикальном разрезе нередко превышают латеральную изменчивость [32].

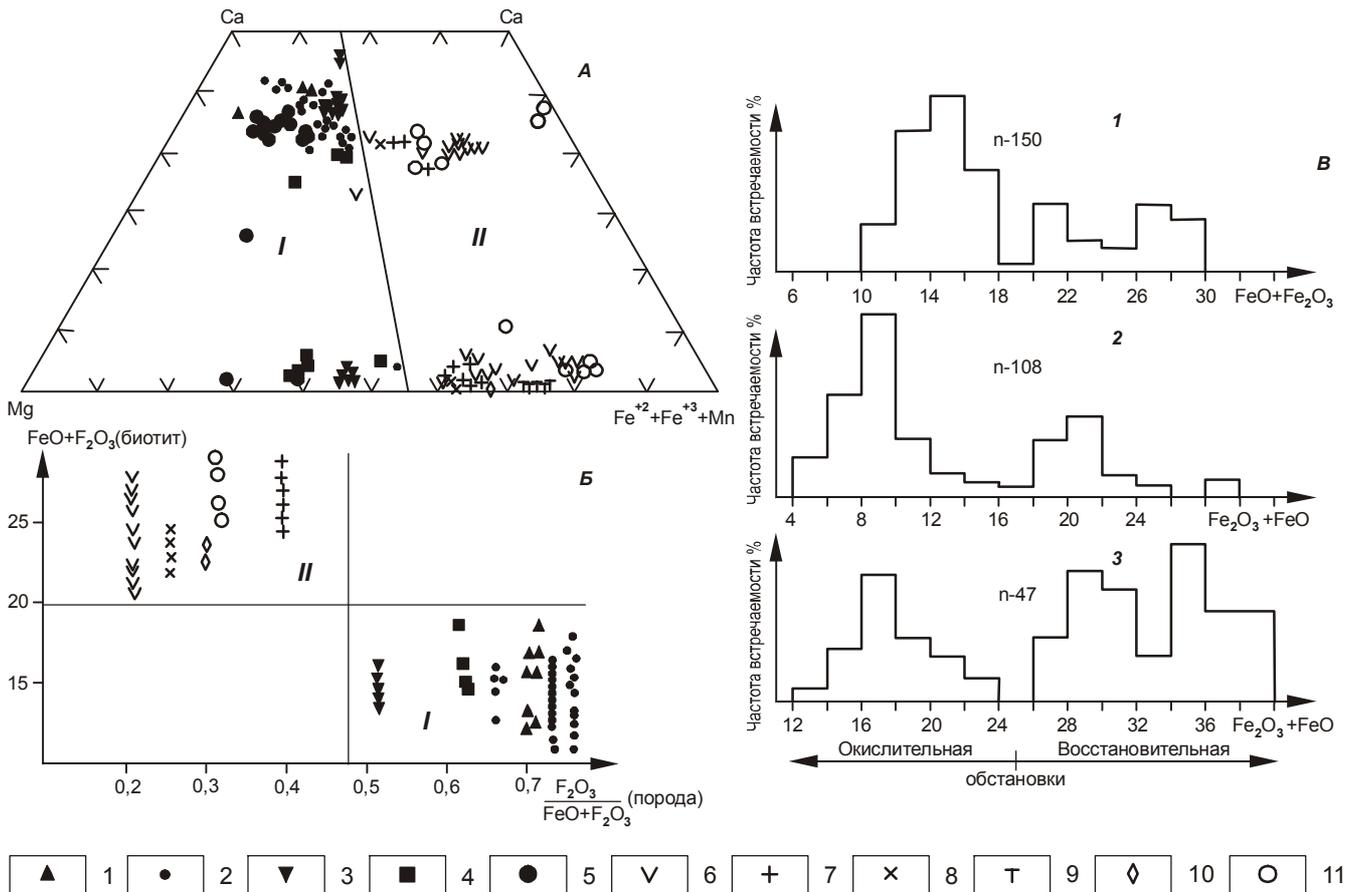
Нами в качестве основного картировочного признака была использована окисленность железа в магматических породах. Этот признак достаточно универсален, так как позволяет выделять ильменитовую (восстановительные условия) и магнетитовую (окислительные условия) серии независимо от глубины кристаллизации пород (покровы и плутонические породы) и от их кремнекислотности и щелочности, (рис. 2) [34–36]. Кроме того, оказалось, что с окисленностью коррелируется целый спектр геологических и геохимических признаков.

Степень окисленности пород (мера окислительных условий) измерялась окисленностью железа, соотношенной с кремнекислотностью пород ( $f = (\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0,38 \cdot \text{SiO}_2 / 200$ ) [35], а также по суммарному содержанию железа в темноцвет-



**Рис. 2.** Кривые распределения окисленности железа в вулканических и субвулканических породах внешних (I) и внутренних (II) зон.

1–3 – породные группы: риолитовая (1), андезитовая (2) и базальтовая (3).



**Рис. 3.** Диаграммы составов вкрапленников пироксенов (А) и биотитов (Б) и гистограммы для минералов вулканических и субвулканических пород кислого состава (В).

I, II – поля составов соответственно магнетитовой и ильменитовой серий. 1–5 – породы магнетитовой серии (внутренние зоны): Ульинского прогиба: 1 – центральная часть, 2 – Юровский блок, 3 – тоттинский комплекс; 4 – колчанский комплекс (Нижний Амур); 5 – Токраусской впадины (Центральный Казахстан). 6–11 – породы ильменитовой серии (внешние зоны): 6 – баджалский комплекс, 7–8 – Куйдусунского вулканогена, дациты Атарбайского (7) и Верхнеаллахского (8) субинтрузивов; 9 – Тарынского субинтрузива); 10 – аскольдинский комплекс Омсукчанского прогиба; 11 – богопольский комплекс Якутинской структуры Центрального Сихотэ-Алия.

Гистограмма распределения FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (В) во вкрапленниках биотита (1), клинопироксена (2) и ортопироксена (3). Используются неопубликованные данные Григоряна Б.Р., Максимова С.О. и литературные данные [13, 27, 28, 36, 48, 52, 66].

ных минералах [36]. В отдельных случаях привлекались данные по магнитной восприимчивости. Поскольку между магнетитовой и ильменитовой сериями нет резкой границы, то в качестве последней принимались средние значения перечисленных параметров. Для магнетитовой серии:  $f \geq 0,5$  (рис. 2),  $(FeO+Fe_2O_3)$  для биотита  $\leq 19\%$ , для клинопироксена  $\leq 16\%$ , для ортопироксена  $\leq 26\%$  (рис. 3), магнитная восприимчивость пород кислого состава  $\geq 200 \cdot 10^{-5}$  Си [51].

Значения  $f$  усреднялись согласно ранее разработанной методике для планшетов 1:100 000 масштаба [35]. В случае большой разобоченности объектов  $f$  определялась для каждого объекта отдельно.

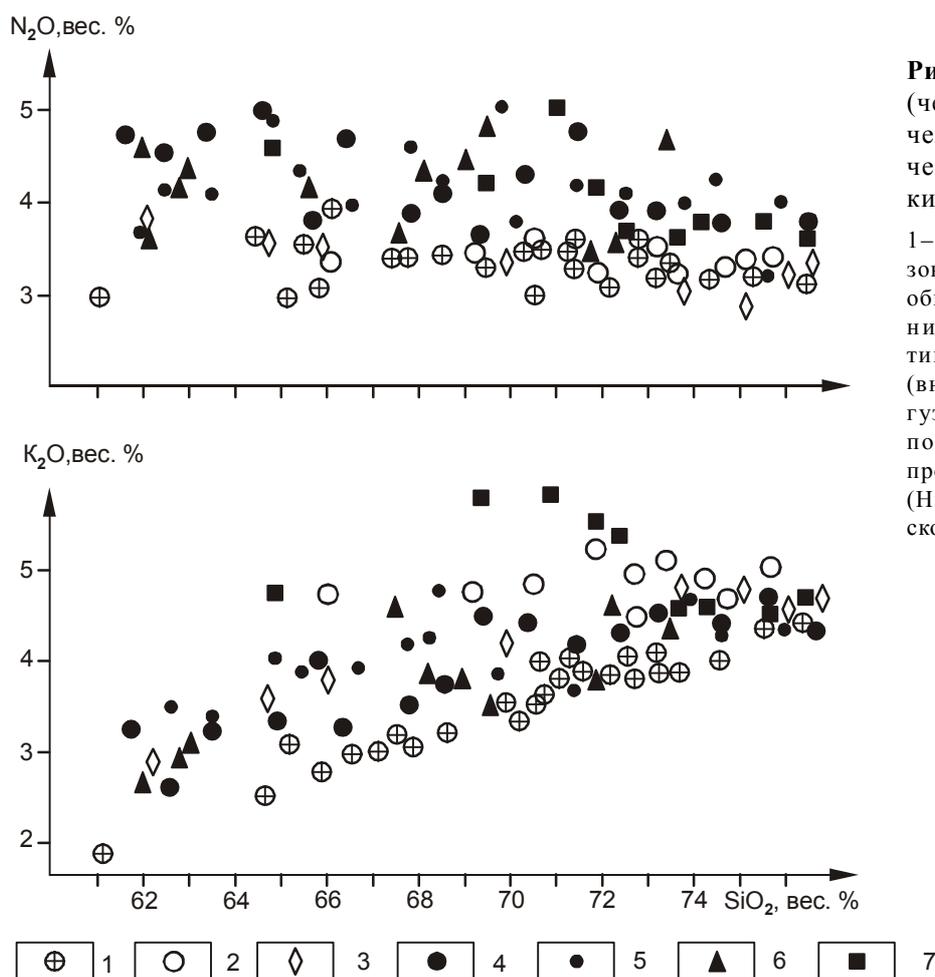
Выяснилось, что вулканические системы по характеру окислительных условий имеют отчетливую продольную зональность (рис. 1, 2). Во внутренних (по отношению к океану) зонах распространены окисленные породы магнетитовой серии, а во внешних – ильменитовой. По распространенности доминируют породы магнетитовой серии. Ильменитовая серия образует относительно локализованные ареалы в тыловой части вулcano-плутонических систем.

Анализ петрографического и формационного составов этих зон выявил их устойчивые различия и по этим признакам. Для внутренних зон характерна общая пестрота и контрастность разрезов с преобладанием андезитов. Вверх по разрезу растут контраст-

ность, общая щелочность и калиевоcть пород, и завершается вулканизм формированием платобазальтов, которые нередко перемежаются с кислыми породами повышенной щелочности [29, 32, 63]. Породы кислого состава во внутренних зонах представлены вулканитами с относительно равновесным минеральным составом вкрапленников и основной массы – "котектоидный" тип [36]. Во внешних зонах (области распространения пород ильменитовой серии) пространственно совмещены два резко отличных комплекса вулканических пород. Нижние горизонты таких зон характеризуются пестротой и контрастностью разреза с преобладанием пород среднего состава и в целом не отличаются от низов разреза внутренних зон. Кислые породы в этой части разреза также представлены преимущественно котектоидным типом. Однако верхняя, основная часть разреза во внешних зонах сложена исключительно игнимбридами и игнимбритоподобными породами с неравновесными минеральными ассоциациями вкрапленников и основной массы – "эвтектоидный" тип [36]. Типич-

ными примерами таких комплексов являются куйдусунский, обманьский, баджальский и т.п.

Таким образом, по окислительным условиям, формационному и петрографическому составам континентальные вулканические образования организуются в системы, состоящие из парных вулcano-плутонических зон. Макет такой карты был вначале построен для территории Хабаровского края и Амурской области [37]. Подобная же зональность впоследствии установлена в Приморской части Сихотэ-Алинской системы [50]. В процессе составления тектонической карты Юго-Восточной Азии под редакцией Л.П. Карсакова и Х. Чжао эти исследования нами были распространены на территорию Северного Китая и Приморья. Следует особо подчеркнуть, что, в случае пространственного совмещения магматитов разновозрастных систем, более поздние комплексы наследуют окислительно-восстановительные условия раннего этапа магматизма. Подобная унаследованность наблюдается в Центрально- и Западно-Сихотэ-Алинской зонах, в Ульинском прогибе и Куйдусунском вулканогене.



**Рис. 4.** Диаграмма поинтервально (через 1%  $SiO_2$ ) осредненных значений ( $K_2O$ ,  $N_2O$ ) –  $SiO_2$  вулканических и субвулканических пород кислого состава.

1–3 – ильменитовая серия (внешние зоны): 1 – баджальский комплекс, 2 – обманьский комплекс; 3 – субвулканические интрузии идиоморфного типа [36]; 4–7 – магнетитовая серия (внутренние зоны): 4 – Чукотка, Амгуэмо-Канчаланское вулканическое поле (Полин, 1990), 5 – Ульинский прогиб [35], 6 – колчанский комплекс (Нижний Амур) [28]; 7 – Нижнебурейское вулканическое поле.

Внешним зонам соответствует высокогорный рельеф, минимумы поля силы тяжести и повышенная мощность земной коры [35].

С окисленностью железа коррелируется целый спектр геохимических признаков. Сравнительный анализ проведен на примере вулканических и субвулканических пород кислого состава.

По содержанию калия составы пород внутренних и внешних зон практически не различаются. Наиболее устойчивые различия их проявились в содержании натрия (рис. 4).

Содержания РЗЭ в эталонных пробах кислых вулканических и субвулканических пород ильменитовой и магнетитовой серий приведены в табл. 2, 3. Различия серий отчетливо проявляются по соотношению легких и тяжелых РЗЭ (рис. 5) [38]. Сходным распределением РЗЭ характеризуются гранитоиды

магнетитовой и ильменитовой серий [11]. Однако наибольшие различия магнетитовой и ильменитовой серий проявляются в относительной глубине европиевого минимума. Обычно распределение Eu связывают с кристаллизацией плагиоклаза. С учетом того, что Eu может быть и двух-, и трехвалентным, а состояние валентности – функция окислительных условий, было сделано предположение, что значительная часть дисперсии содержаний Eu может быть связана с окислительными условиями. На диаграмме (рис. 6) вынесены опубликованные данные отдельно для внутренних и внешних зон Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской систем и авторские анализы эталонных проб магнетитовой и ильменитовой серий [38]. Несмотря на то, что значения окисленности железа сильно зависят даже от слабых гидротермальных изменений и выветривания и требуют статисти-

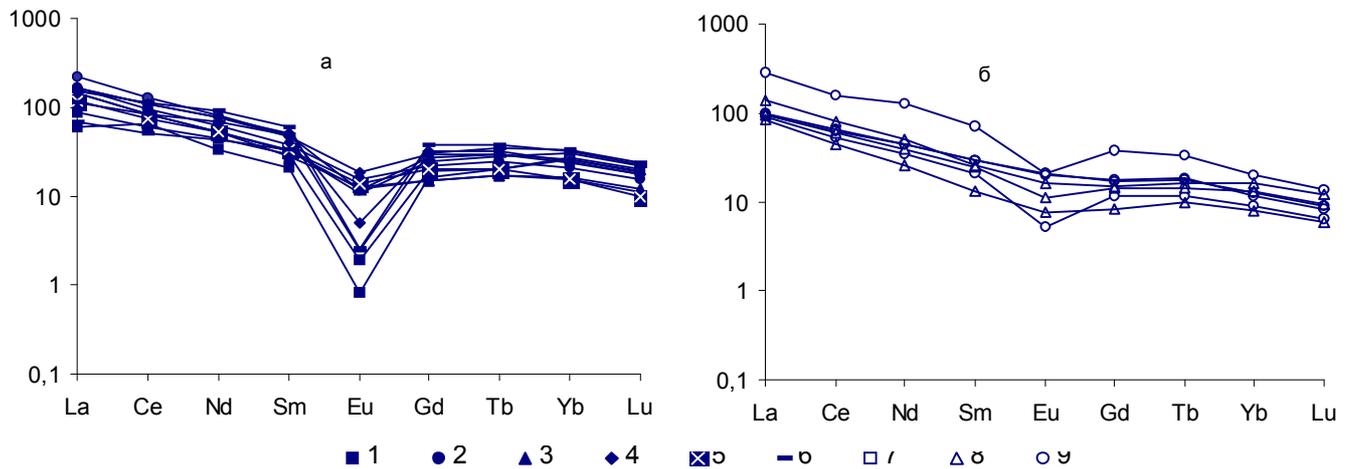


Рис. 5. Распределение РЗЭ в вулканитах кислого состава ильменитовой (а) и магнетитовой (б) серий.

1–9 – субвулканические массивы, комплексы, серии: Мукулаkitский (1), Верхнеаллахский (2), Атарбайский (3), Тарынский (4), Ям-Алинский (5), юг Буреинского массива, обманьинский комплекс(6); Валунистое месторождение, Чутокка(7); Ульинский прогиб, амкинская (8) и хакаринская (9) серии.

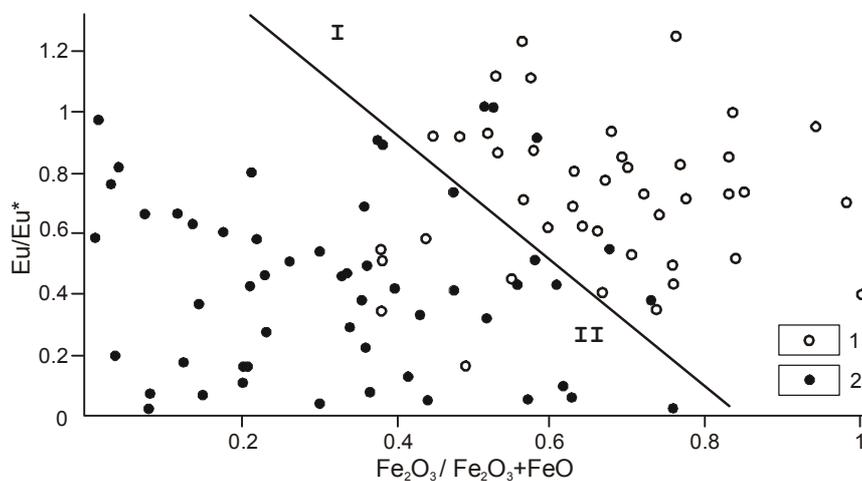


Рис. 6. Соотношение  $Eu/Eu^*$  и  $Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$  в вулканических и плутонических породах внутренних (1) и внешних (2) зон.

Использованы данные табл. 2–3 и опубликованные анализы. Поля составов: I – внутренних, II – внешних зон.

**Таблица 2. Содержания петрогенных (в %) и малых (в г/т) элементов в вулканических и субвулканических породах ильменитовой серии.**

№	118-2	128	202-5	202-6	180-8	185-2	400-6	438-2	479	680	740-3	573	6307-2	6310-2	6187-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	77,29	77,15	65,98	65,98	67,4	68,76	69,8	68,6	69,5	64,59	65,46	–	76,46	76,53	76
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,09	0,54	0,54	0,51	0,48	0,3	0,3	0,3	0,86	1,04	–	0,15	0,06	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12	11,5	15,2	15,2	15	14,64	15,3	15,3	15,3	16,43	15,37	–	12,6	11,66	12,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,17	0,82	0,82	0,85	1,29	1	1	0,8	1,13	1,12	–	1,15	1,31	1,57
FeO	1,38	0,95	3,63	3,63	3,42	2,27	2,01	2,3	2,73	4,53	4,09	–	0,86	1,65	0,39
MnO	0,03	0,03	0,09	0,09	0,09	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	–	0,03	0,03	0,02
MgO	0,25	0,25	1,45	1,45	1,36	1,13	0,4	1,7	0,4	1,54	1,48	–	0,14	0,48	0,14
CaO	0,49	0,49	3,13	3,13	3,08	2,45	2,3	2,4	2,5	3,02	2,81	–	0,25	0,56	0,25
Na <sub>2</sub> O	2,31	3,77	3,6	3,6	3,48	3,64	3,7	3,7	3,6	3,4	3,61	–	1,58	3,14	1,76
K <sub>2</sub> O	4,09	4,27	3,79	3,79	3,86	4,67	4,2	4	3,9	3,67	3,89	–	5,23	5,36	5,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02	0,16	0,16	0,13	0,12	0,06	0,06	0,2	0,24	0,21	–	0,1	0,1	0,01
Σ	98,18	98,69	98,39	98,39	99,18	99,5	99,12	99,4	99,28	99,47	99,14	–	98,55	100,88	98,66
Rb	188	147	135	167	131	153	121	108	125	120	120	130	206	247	163
Sr	22	13	330	239	319	263	250	246	234	180	180	195	7	7	52
Y	28	26	23	32	28	31	22	15	26	–	–	–	–	37	–
Nb	11	14	9	11	3	11	8	8	8	–	–	–	49	46	28
Zr	139	138	215	222	34	227	179	175	188	–	–	–	237	244	245
Pb	28	27	–	–	–	28	29	24	23	–	–	–	20	24	9
Sc	6,3	5,2	10,9	7,7	–	–	7	7,2	–	15,4	14,3	10,5	0,5	0,33	3,8
Cr	22	14	24	18	–	–	15	73	–	836	225	11	215	836	227
Co	1,8	1,6	7	4,5	–	–	3,8	8,2	–	10,3	9,5	5,2	0,6	1	0,6
Cs	1,8	0,8	2,6	2,1	–	–	2,5	3,4	–	9,5	8,4	4,6	13,6	14,4	5,2
La	26	18	50	65	–	–	43	44	–	50	50	35	34	46	20
Ce	50	54	81	105	–	–	70	70	–	90	89	62	69	93	43
Nd	26	19	36	47	–	–	31	30	–	45	44	30	39	52	25
Sm	6,2	4,3	7,9	10,1	–	–	6,6	5,8	–	10,4	9,8	6,9	10,2	12,4	6,9
Eu	0,14	0,06	1,15	0,85	–	–	0,88	0,95	–	0,37	1,34	1,01	0,18	0,19	0,79
Gd	6,1	5,3	7,1	8,5	–	–	4,8	4,8	–	10	9,3	6,5	9,9	12	8
Tb	1	1	1,2	1,44	–	–	0,83	0,82	–	1,56	1,45	1	1,7	1,83	1,4
Yb	4,3	4,5	3,6	4,3	–	–	2,8	2,6	–	4,2	4,1	2,6	5,6	5,3	5,1
Lu	0,66	0,68	0,52	0,62	–	–	0,41	0,38	–	0,61	0,59	0,34	0,82	0,77	0,75
Hf	5	5	6	6,4	–	–	5	4,8	–	10	8,5	4,8	10,6	9	8
Ta	1,4	1,4	1	1,2	–	–	0,85	0,8	–	1,3	1,2	0,6	3,7	3,5	2,2
Th	20	20	1,15	25	–	–	14	13	–	17	16	11,2	22	20	19
U	3,7	2,3	2,1	3,6	–	–	4,1	3,6	–	3,1	3,2	2	5,9	5,5	3,8

*Примечание.* 1–9 – Куйдусунский вулканоген, субвулканические массивы: Мукулакитский (1–2), Верхнеаллахский (3–6), Атарбайский (7–9), Тарынский (10–11); 12 – Ям-Алиньский комплекс (дацит); 13–15 – Хингано-Олонойская депрессия: риолиты нижнеобманьской (13–14) и верхнеобманьской (15) свит. Петрогенные и редкие элементы определены химическим и рентгеноспектральным методом, ИТиГ ДВО РАН, аналитик Ильина Н.В. РЗЭ, Sc, Cr, Co, Cs, Hf, Th, U проанализированы инструментальным нейтронно-активационным анализом в ОИГТиМ СО РАН, аналитики Пархоменко В.С. и Шестель С.Г.

ческого подхода, поля составов внутренних и внешних зон достаточно четко разделились.

Для эталонных проб вулканических и субвулканических пород кислого состава магнетитовой и ильменитовой серий определены также значения пер-

вичного изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $I_{\text{Sr}}$ ).  $I_{\text{Sr}}$  определялось, исходя из значений измеренного  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и возраста пород. Для Верхнеаллахского и Атарбайского субвулканических массивов значения  $I_{\text{Sr}}$  определены графически на основе изохрон. Из табл. 4 и

Таблица 3. Содержания петрогенных (в %) и малых (в г/т) элементов в вулканических породах кислого состава магнетитовой серии.

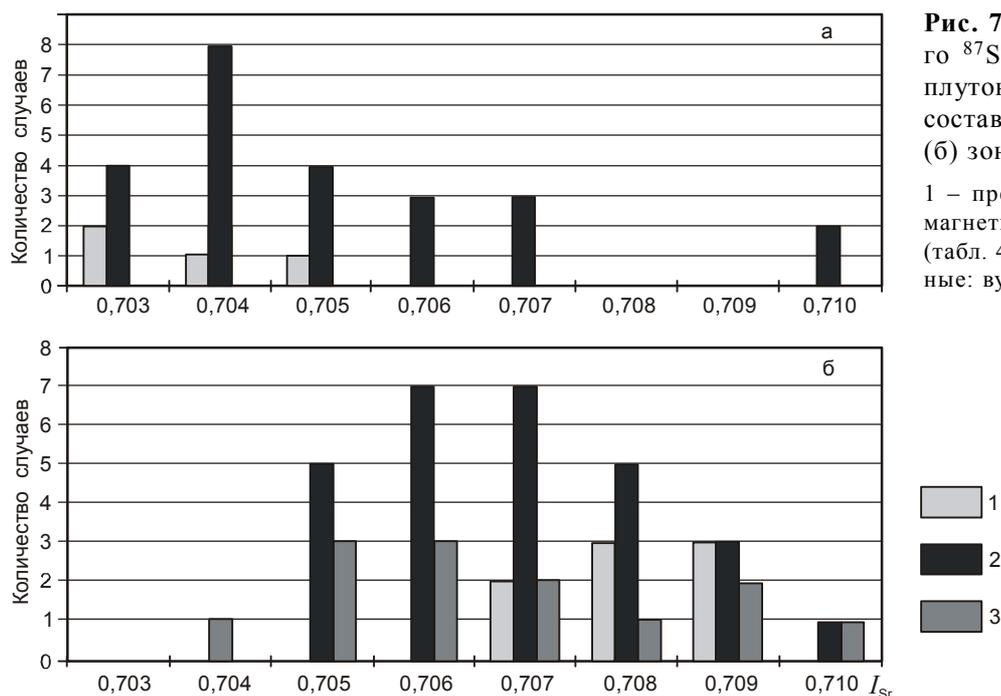
№	915	958	3140-1	5120	3585	3680	3320
№ пп.	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	–	77,03	74,61	73,5	71,66	60,28	62,78
TiO <sub>2</sub>	–	0,42	0,28	0,21	0,38	0,75	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	10,6	13,5	13,68	15,55	18,68	17,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	1,13	1,61	1,52	0,93	3,29	3,78
FeO	–	1,87	0,29	0,75	0,37	1,42	0,83
MnO	–	0,05	0,1	0,09	0,1	0,09	0,14
MgO	–	0,85	0,38	0,56	0,58	1,56	1,38
CaO	–	0,72	0,44	0,79	0,49	3,75	2,68
Na <sub>2</sub> O	–	2,63	3,94	3,68	4,81	3,87	3,88
K <sub>2</sub> O	–	3,79	3,98	4,02	3,19	4,4	4,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0,06	0,6	0,05	0,12	0,27	0,24
Σ	–	99,15	99,73	98,85	98,18	98,36	98,84
Rb	98	157	89	75	70	113	125
Sr	103	98	110	137	108	686	544
Y	13	24	13	4	14	15	11
Nb	8	7	5	3	4	5	5
Zr	123	381	161	55	246	225	215
Pb	–	–	23	44	17	23	48
Sc	1,8	4,6	5,3	3,6	3,8	12	11,6
Cr	12	9	5	9	4	11	7
Co	2	1,8	2,2	4	1,2	7,8	7
Cs	5,1	4,2	0,6	0,6	1,5	2,3	2
La	27	86	29	25	42	30	28
Ce	44	130	50	37	67	54	52
Nd	20	73	23	15	29	26	26
Sm	4,3	15	5,1	2,8	5,4	6,1	6,1
Eu	0,38	1,55	0,82	0,56	1,22	1,54	1,48
Gd	3,7	12	4,6	2,7	4,8	5,4	5,6
Tb	0,57	1,6	0,7	0,47	0,8	0,88	0,89
Yb	1,5	3,4	2,2	1,37	2,8	2,1	2
Lu	0,22	0,47	0,32	0,2	0,41	0,3	0,28
Hf	3,2	8,7	4,4	3,7	5,8	4,5	5,6
Ta	0,6	0,75	0,5	0,5	0,7	0,4	0,3
Th	13	14	8,4	6,4	7,7	7,5	8,5
U	2,1	3,4	1,5	1,5	1,8	1,5	2,1

Примечание. 1–2 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, месторождение “Валунистое”; 3–7 – Ульяновский прогиб, толщи тапская (3–4), нютская (5) и сухореченская (6–7). Остальные примечания см. в табл. 2.

рис. 7 видно, что во внутренней зоне  $I_{Sr}$  не поднимается выше 0,705, а во внешней – не опускается ниже 0,705. На рис. 7 также обобщены опубликованные данные по  $I_{Sr}$  в магматических породах Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской систем. Судя по гистограмме, общая тенденция возрастания  $I_{Sr}$  от внутренней зоны к внешней сохраняется.

Все отмеченные элементы продольной зональности относятся к Сихотэ-Алинской и Охотско-Сун-

гарийской системам, имеющим выдержанное простираение с отчетливой “тихоокеанской” ориентировкой. Менее ясно выражена зональность в позднеюрско-раннемеловой Удско-Большехинганской системе, сложенной преимущественно породами магнетитовой серии или породами с переходными характеристиками между магнетитовой и ильменитовой сериями. Незначительные по площади поля пород ильменитовой серии установлены на крайнем юго-востоке



и западе исследуемой территории (рис. 1), а также в пределах Куйдусунского и Ульинского вулканогенов, где окислительные условия сохраняются стабильными от неокома по маастрихт включительно.

По предварительным данным породы ильменитовой серии Шилка-Аргунского междуречья (рис. 1) протягиваются далеко на юго-запад в Монголию. Простираение зоны восстановленных пород и ее северная граница контролируются Монголо-Охотской сутурой, а с юго-востока – вулканическим поясом Большого Хингана. Зона развития восстановленных пород ильменитовой серии с оловянными, вольфрамовыми и редкометалльными месторождениями с юга и севера обрамляется породами магнетитовой серии с золоторудным, молибденовым, полиметаллическим и урановым оруденением.

В породах магнетитовой серии, образующих основной фон Удско-Большехинганской системы, проявляется своя очень сложная, разноориентированная внутренняя структура. Так, субширотный Алданский существенно плутоногенный пояс по отношению к параллельному ему и близкому по возрасту Становому поясу имеет повышенную щелочность пород. В самом Алданском поясе интрузивы северных ареалов, относительно удаленных от Монголо-Охотской зоны, имеют более высокую щелочность по сравнению с магматитами южных ареалов, например интрузивы Токинского и Сутамского ареалов по отношению к гранитоидам Суннагинского района [26]. Ещё более контрастно в Алданском поясе выражена субширотная зональность. В крайней восточной зоне

пояса (Одолинский, Юнско-Даньский и Томптоканский районы) гранитоиды отличаются большей ролью кислых разностей и почти полным отсутствием щелочных пород. В крайнем западном ареале (Мурунский и Агинский районы) наблюдается резкое преобладание щелочных пород [26].

В Становом, преимущественно плутоногенном поясе также отмечается возрастание щелочности пород в западном направлении (рис. 8а). Менее заметно, но такая же тенденция просматривается в субширотном Умлекано-Огоджинском вулканическом поясе (рис. 8б). К югу от Умлекано-Огоджинского пояса, в Нижнебурейском вулканическом поле щелочность и калиевоcть пород значительно возрастают. В заключительную вулканическую стадию здесь в породах резко выражена пантеллеритовая тенденция (рис. 8б), и появляются рибекит-арфведсонитсодержащие разности вулканических и субвулканических пород.

В Западно-Становой и Хилок-Витимской зонах, по данным В.М. Семенова [7], отчетливо проявлена зональность, выразившаяся в возрастании общей щелочности и калиевоcти пород в стороны от Монголо-Охотской сутурной зоны.

В северокитайской части позднеюрско-раннемиоценовой системы щелочность пород также заметно растет с востока на запад. В породах кислого состава в этом направлении средние значения общей щелочности и калиевоcти в вулканистах кислого состава изменяются, соответственно: зона Це Луань – 7,53 и 3,58; зона Даяншу – 7,71 и 3,85; Большой Хинган –

**Таблица 4. Изотопия стронция вулканических и субвулканических пород магнетитовой и ильменитовой серий.**

№ п/п	№ проб	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$I_{\text{Sr}}$
1	118-2	188	22	0,73325	0,708605
2	128	147	13	0,74	0,707367
3	202-5	135	330	0,70914	0,707290
4	202-6	167	239	0,71042	0,707259
5	–	–	–	–	0,7065±4*
6	400-6	121	250	0,71056	0,708908
7	438-2	108	246	0,70978	0,708282
8	–	–	–	–	0,7068±4*
9	680	120	180	0,71352	0,709954
10	740-3	120	180	0,714	0,709721
11	573	130	195	0,70931	0,706427
12	6307-2	206	7	0,82747	0,705119
13	6310-2	247	7	0,89584	0,748189
14	6187-2	163	52	0,72114	0,709528
15	915	98	103	0,70779	0,705052
16	958	157	98	0,71022	0,70561
17	3140-1	89	110	0,7074	0,705072
18	5120	75	137	0,7062	0,704625
19	3585	70	108	0,7062	0,703802
20	3680	113	686	0,70431	0,703836
21	3320	125	544	0,7047	0,704039

\* Графическое определение на основе изохрон.

*Примечание.* 1–14 – ильменитовая серия: 1–8 – Куйдунский вулканоген: риолиты, бассейн р. Мукулаит (1–2), дациты Верхнеаллахского (3–5) и Атарбайского (6–8) субвулканических массивов; 9–10 – дациты Тарынского субвулканического массива; 11 – риолиты, Ям-Алиньская вулканическая зона; 12–14 – Хингано-Олонойская вулканотектоническая депрессия, риолиты нижнеобманьской (12–13) и верхнеобманьской (14) свит; 15–21 – магнетитовая серия: Чукотка, месторождение Валунистое, риолиты (15) и дациты (16); 17–21 – Ульинский прогиб, трахириолиты тапской (17–18) и нютской (19) толщ; игнимбриты трахитов сухореченской толщи (20–21). Анализы выполнены в ОИГГМ, Новосибирск, аналитики И.П. Морозова и В.Ю. Киселева.

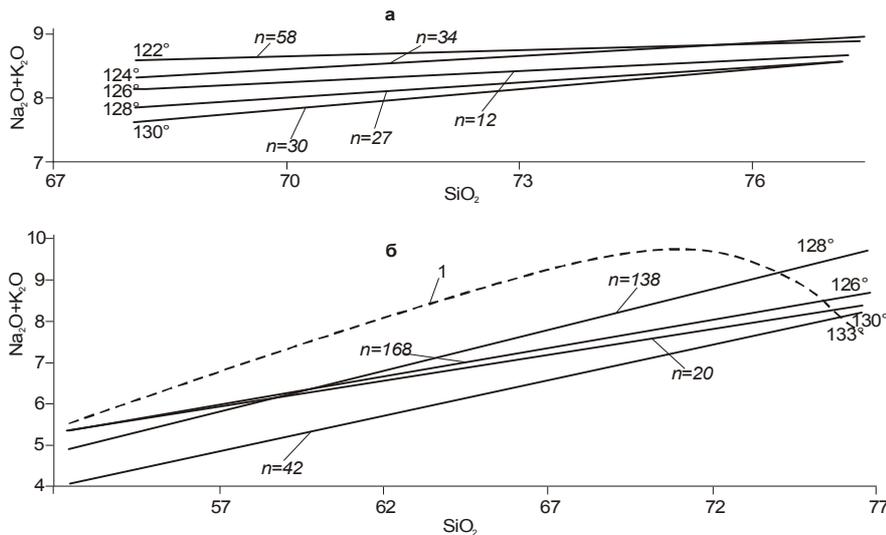
8,45 и 4,51. Максимальной щелочностью характеризуются вулканические породы в Забайкальской части системы, где в многочисленных приразломных впадинах развит преимущественно бимодальный вулканизм шошонит-латитовой серии [12, 60]. Таким образом, можно констатировать, что внутренняя структура позднюрско-раннемеловой системы достаточно сложна, она возникла, по-видимому, за счет ин-

терференции субмеридиональной (Тихоокеанской) и субширотной (Монголо-Охотской) зональностей.

Выявленная зональность вулканических систем Приамурья имеет универсальный характер для окраинно-континентальных вулканических поясов. Смена в сторону континента окисленных пород восстановленными отмечается в Южно-Корейском и в Южно-Китайском вулканических поясах [55]. Многими исследователями [65] отмечается систематическое возрастание  $I_{\text{Sr}}$  в вулканических породах Анд от Тихоокеанского побережья в сторону материка. В гранитных батолитах южной части Калифорнии с запада на восток происходит смена магнетитовой серии пород ильменитовой. Внутренней зоне распространения гранитоидных батолитов магнетитовой серии соответствуют положительные, а внешней – отрицательные значения поля силы тяжести. В сторону материка также растут значения  $\delta^{18}\text{O}$ : во внутренней зоне от 6,5 до 8 ‰, в промежуточной, отвечающей распространению переходных пород от магнетитовой серии к ильменитовой, – от 8 до 9,5 ‰ и во внешней зоне распространения восстановленных пород – от 9,5 до 11 ‰ [69]. В этом же направлении в гранитах растут значения  $I_{\text{Sr}}$  от 0,703 до 0,708 [71].

#### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Окислительно-восстановительные условия, определяемые  $f\text{O}_2$ , являются важнейшей характеристикой термодинамического состояния магматогенно-рудных систем. Особенно велико влияние окислительно-восстановительных условий на геохимические процессы с участием элементов переменной валентности [5]. При изменении  $f\text{O}_2$  происходит смена валентности элементов, а разновалентные формы резко различаются химической активностью и растворимостью в расплавах и растворах. Растворимость  $\text{Sn}^{2+}$  в расплаве почти в 10 раз выше, чем растворимость  $\text{Sn}^{4+}$  [43], при этом  $\text{Sn}^{2+}$  может существовать в растворенном виде в расплаве только в восстановительных условиях. По экспериментальным данным, медь [5], молибден [73] и, по-видимому, золото при изменении окислительных условий ведут себя диаметрально противоположно Sn. По этим причинам выделенные внутренние и внешние зоны вулканических систем с преимущественным распространением магнетитовой и ильменитовой (соответственно) серий одновременно являются зонами различной металлогенической специализации. Первые специализированы на халькофильные элементы, а вторые – на литофильные. Достаточно сказать, что все золото-серебряные эпitherмальные месторождения в рассматриваемом регионе расположе-



**Рис. 8.** Вариационные линии гранитоидов Станового пояса (а) и вулканитов Умлекано-Огонджинского пояса (б) по секторам, обозначенным меридианами (пунктиром показана вариационная линия пород Нижнебурейского вулканического поля).

ны исключительно во внутренних зонах, а все оловянные и олово-серебряные – во внешних.

Внутренние и внешние зоны вулcano-плутонических систем отличаются также набором гидротермальных формаций. Во внешних зонах, характеризующихся более высокотемпературным составом гидротермальных преобразований, широко проявлена площадная биотитизация, которая, за исключением узких зон роговиков, неизвестна во внутренних зонах. В то же время, во внутренних зонах присутствует цеолитовая фация площадных метасоматитов, и все цеолитовые месторождения расположены в зонах развития пород магнетитовой серии. На востоке России вторично-кварцевая формация – также исключительная принадлежность внутренних зон. Особенно резкие различия внутренних и внешних зон проявлены в распределении минералов, содержащих серу. Во внутренних зонах поля пропицитизированных и аргиллитизированных пород, а также массивы вторичных кварцитов (на нижних срезах) сопровождаются обширными ореолами пиритизации. Во внешних зонах таких площадных проявлений пиритизации неизвестно. Как видно из рис. 9, все без исключения месторождения алунита расположены во внутренних зонах вулcano-плутонических систем и связаны с породами магнетитовой серии.

По данным [70], породы магнетитовой и ильменитовой серий резко различаются по изотопному составу серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от 0 до +12‰ и от -12 до 5‰, соответственно). Авторы объясняют обогащенность серы изотопом  $^{32}\text{S}$  в породах ильменитовой серии контаминацией ее из вмещающих осадочных пород. Вместе с тем, особенности дифференциации серы находят логичное объяснение, исходя из различий окислительно-восстановительных условий

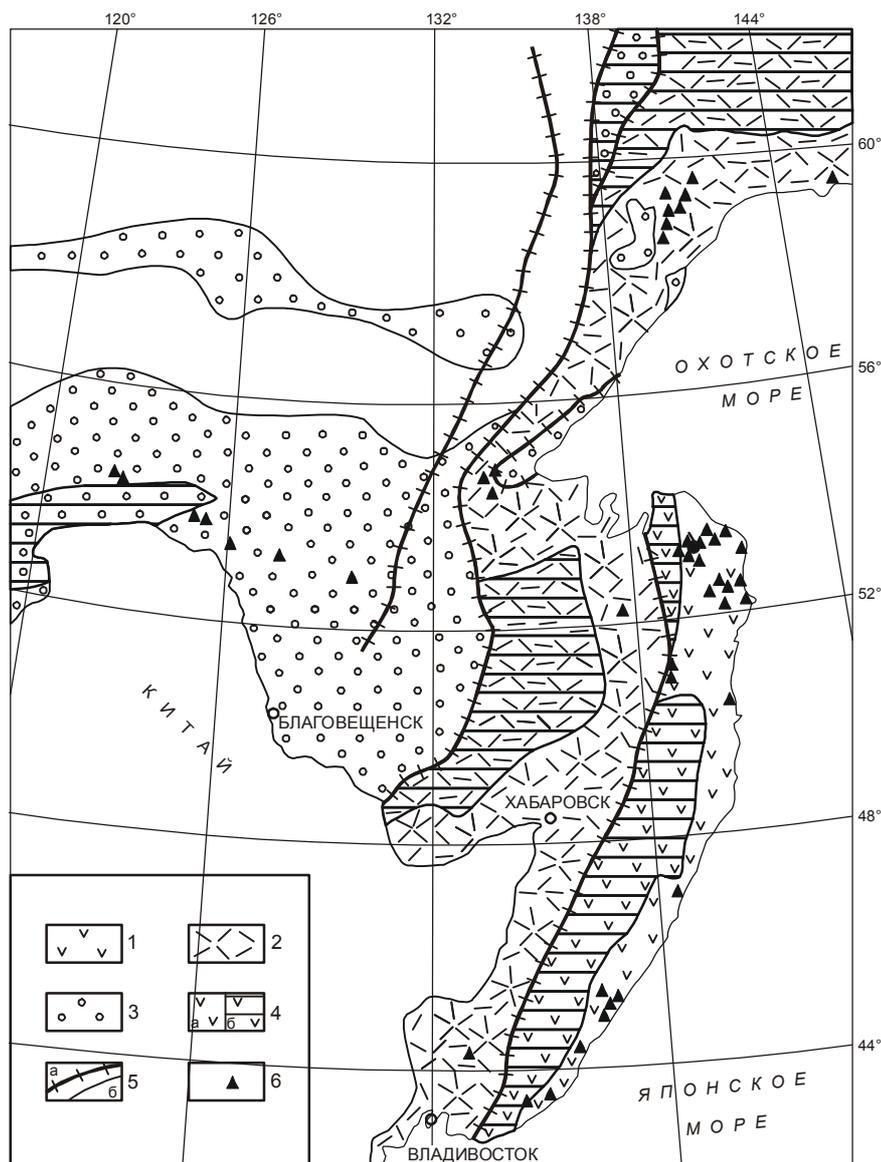
формирования пород магнетитовой (высокая  $f_{\text{O}_2}$ ) и ильменитовой (низкая  $f_{\text{O}_2}$ ) серий.

Магматическая сера дегазирует в форме  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SO}_2$ . Растворимость этих соединений в воде различна, поэтому их соотношение имеет важное петрологическое значение и во многом определяет параметры гидротермальных систем. По данным [31, 75], отношение  $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$  является функцией  $f_{\text{O}_2}$ . Чем выше  $f_{\text{O}_2}$ , тем значительнее доля  $\text{SO}_2$ . С другой стороны, эмиссия  $\text{SO}_2$  из магматической камеры приводит к изотопному сдвигу в остаточном расплаве. В окислительных условиях  $\text{SO}_2$  обогащается  $^{32}\text{S}$ , а остаточный расплав обогащается  $^{34}\text{S}$ . В восстановительных условиях наблюдается обратное соотношение (рис. 10) [65].

Таким образом, можно констатировать, что уже на ранней магматической стадии в окислительных условиях в районах распространения пород магнетитовой серии гидротермы характеризуются высокой активностью серы, низким  $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$  и обогащены тяжелым изотопом серы.

Для пород ильменитовой серии, в свою очередь, характерно повышенное содержание фтора [54].

Таким образом, можно сделать вывод, что различие окислительных условий и связанные с ними различия  $f\text{S}$  и  $f\text{F}$  обуславливают халькофильную металлогеническую специализацию внутренних вулcano-плутонических зон и литофильную – внешних. В целом же для рассматриваемой территории в соответствии с распределением магматических пород могут быть выделены три разновозрастные металлогенические системы, в каждой из которых формируются сопряженные по ведущему элементу золотоносные и оловоносные зоны.



**Рис. 9.** Схематическая карта распределения алунитовых месторождений.

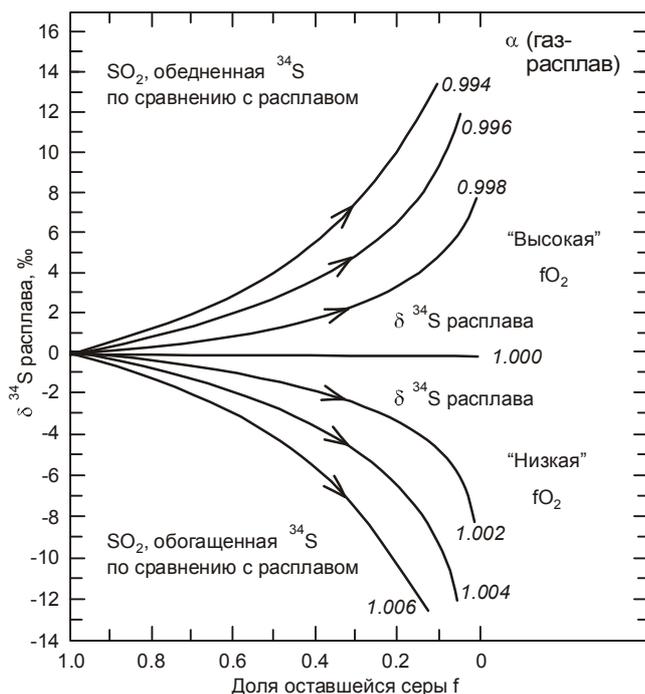
1–3 – вулканоплутонические системы: Сихотэ-Алинская (1), Охотско-Сунгарийская (2) и Удско-Большехинганская (3); 4 – зоны внутренние (а) и внешние (б); 5 – границы систем (а) и зон (б); 6 – месторождения алунита.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

На юго-востоке Азии известково-щелочной вулканизм занимает обширные области и далеко продвинуто вглубь континента. Это трудно вписывалось в понятие окраинно-континентального пояса, поэтому появились концепции, в которых наряду с окраинно-континентальными и островодужными поясами стали выделять магматизм зон ревивации [42] или внутриконтинентальные вулканические пояса зон автономной активизации. Наиболее последовательно последняя концепция изложена в работе Щеглова и его сотрудников [6]. Ими в качестве окраинно-континентальных выделены Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Хонсю-Корейский, Восточно-Китайский и Южно-Вьетнамский пояса. Единствен-

ным критерием для разделения окраинно-континентальных и внутриконтинентальных поясов оказалось расположение первых в прибрежной части современных морей. При этом окраинно-континентальные пояса оказались разновозрастными и значительно древнее окраинных морей, в прибрежной зоне которых они располагаются. Второй парадокс заключается в том, что протяженные разновозрастные пояса в одной своей части оказались окраинно-континентальными, а в другой – внутриконтинентальными, например, Охотско-Сунгарийская система.

Действительно, окраинно-континентальные пояса в том объеме, каком они выше перечислены, имеют свою структурную специфику: непрерывность выходов, относительная полнота разреза и общий моноклиальный структурный план с погружением в



**Рис. 10.** Изменение значений  $\delta^{34}\text{S}$  магмы, вызванное улетучиванием  $\text{SO}_2$ .

Параметр  $f$  определяет долю оставшейся в расплаве серы,  $\alpha$  — коэффициент разделения изотопов серы между  $\text{SO}_2$  и расплавом.

сторону морей. Выходы на поверхность подошвы вулканогенного чехла во внешней части краевых поясов располагаются на максимальных гипсометрических отметках прибрежных сводов, а в береговой зоне подошва погружается ниже уровня моря, нередко вулканы прослеживаются далеко в акваторию морей. Для подобных окраинно-континентальных поясов характерна также однонаправленная асимметрия первичных вулканических структурных форм. Так, депрессионные структуры имеют более крутые западные и более пологие восточные борта, а в положительных структурах, наоборот, более круто залегают их восточные борта. Эти структурные данные и разница в возрасте вулканических поясов и впадин краевых морей свидетельствуют, что современная структура окраинно-континентальных поясов данного класса — следствие более поздних тектонических движений. Эти движения связаны с образованием впадин краевых морей, сопровождавшихся просадкой прилегающих территорий [33]. Следовательно, для палеовулканических поясов расположение их в прибрежной зоне краевых морей, точно так же и современная геофизическая характеристика земной коры, не могут служить критерием для их

разделения на окраинно-континентальные и внутриконтинентальные.

В настоящее время имеется огромное количество работ, посвященных петрогеохимическим особенностям рассматриваемых магматических пород. Все они свидетельствуют, что мезозойско-кайнозойский вулканизм континентальной окраины Азии относится к известково-щелочному типу, характерному для вулканических поясов окраинно-континентального андийского типа. Как уже отмечалось, во внутренних зонах вулканических поясов вверх по разрезу возрастает роль базальтов и общая контрастность разрезов. Одновременно растет щелочность и калиевость пород с появлением бимодальных ассоциаций шошонитовой серии [28, 32, 63]. Такая смена состава вулканических пород свидетельствует об определенной тектонической перестройке, но является ли это основанием для выделения самостоятельного рифтогенного этапа вулканизма [29, 63]? В этой связи заметим, что изменение характера вулканизма происходит эволюционно, это хорошо видно на примере Ульинского прогиба [32] и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [15]. Во-вторых, отмеченная направленность изменения состава вулканитов присуща внутренним зонам вулcano-плутонических систем разных возрастов, там где имеется полнота разрезов (кайнозойский комплекс в Сихотэ-Алинской системе; хакаринская, мыгдыкитская, энмываамская и тнеквеемская позднемеловые свиты, завершающие разрез в Охотско-Чукотском вулканическом поясе). В-третьих, несмотря на то, что базальтоиды являются хорошими экранами, с этими комплексами, особенно на участках проявления кислого магматизма, связаны обширные поля пропицитов, вторичных кварцитов и проявления рудной минерализации. Изменение характера разреза во времени очевидно связано с отмиранием субдукционных процессов и общей консолидацией литосферы.

Северо-восточная тихоокеанская ориентировка и однонаправленная продольная зональность Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской вулcano-плутонических систем служат убедительным доказательством того, что зона перехода континент — океан на момент их образования контролировала пространственное положение этих систем, имела ориентировку, близкую к современной, и во времени скачкообразно смещалась с запада на восток.

В рамках Удско-Большехинганской системы ряд авторов [12, 14, 72] выделяют Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс как самостоятельный краевой пояс с предполагаемой зоной субдукции, погруженной под бассейн Сунляо. Такая модель хорошо

объясняет продольную зональность Верхнеамурского пояса, выразившуюся в смене с юго-востока на северо-запад пород магнетитовой серии Большого Хингана ильменитовой серией Шилка-Аргунского междуречья, а также хорошо выраженную гравитационную ступень Большого Хингана. С другой стороны, мы видим, что позднеюрско-раннемеловые вулканиты имеют близкий возраст и в петрохимическом отношении образуют единый тренд, характеризующийся возрастанием щелочности и калиевости пород с востока на запад. Эта доминирующая субмеридиональная зональность осложнена субширотной, которую можно объяснить влиянием тектонических движений вдоль Монголо-Охотской сутуры. Логичнее всего внутреннюю зональность и своеобразие формы выходов (слабовыраженная "поясность") Удско-Большехинганской системы объяснить интерференцией субдукционных процессов на окраине Палеоокеана и затухающих коллизионных процессов вдоль Монголо-Охотской сутуры. Большинство исследователей отмечают, что постепенное закрытие Монголо-Охотского океана происходило в направлении с юго-запада на северо-восток и завершилось в средней юре. Это в значительной мере объясняет наблюдающееся некоторое омоложение магматических пород и рудных процессов в этом же направлении. В целом, для тектонической интерпретации мезозойского магматизма Удско-Большехинганской системы требуется более детальное исследование петрогеохимической зональности образующих ее вулcano-плутонических комплексов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные материалы позволяют выделить три разновозрастные системы вулканических и плутонических образований. С запада на восток выделяются системы: Удско-Большехинганская ( $J_3-K_1$ ), Охотско-Сунгарийская ( $K_{1-2}$ ), Сихотэ-Алинская ( $K_2-P$ ). Эти структурно-формационные зоны отличаются возрастом начальных фаз и продолжительностью магматизма. Автономность этих структур подчеркивается наличием продольной зональности. В Охотско-Сунгарийской и Сихотэ-Алинской системах по отношению к Тихоокеанской окраине выделяются внутренняя и внешняя зоны, резко различающиеся окислительно-восстановительными условиями, первичными отношениями изотопов стронция, характером распределения редкоземельных элементов в породах и другими признаками. Однополярная зональность этих структур и выдержанная тихоокеанская ориентировка свидетельствуют, что их положение контролировалось активной континентальной окраиной Андийского типа, скачкообразно смещавшейся с запада на восток.

Удско-Больше-Хинганская вулcano-плутоническая система характеризуется сочетанием субширотной и субмеридиональной зональностей, обусловленных интерференцией тектонических напряжений на окраине Палеоокеана и затухающих коллизионных процессов вдоль Монголо-Охотской сутурной зоны.

В соответствии с распределением магматических пород выделяются три разновозрастные металлогенетические системы, в каждой из которых формируются две сопряженные зоны (по профилирующему элементу): внутренняя золотоносная и внешняя оловоносная.

Авторы благодарят Н.П. Романовского и Л.П. Карсакова, которые содействовали проведению исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Альшевский А.В. О верхней возрастной границе окраинно-континентального ОЧВП // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. IX сес. СВО ВМО. Магадан 26-28.02.97. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 43–45.
2. Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. Rb-Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднемезозойских гранитоидов Станового хребта (южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 61–75.
3. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
4. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИИ – Природа, 1999. 215 с.
5. Борисов А.А., Кадик А.А., Луканин О.А. Влияние летучести кислорода и давления на редокс-реакции с участием элементов переменной валентности в расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. С. 118–182.
6. Вулканические пояса Востока Азии / Отв. ред. А.Д.Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
7. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте м-ба 1:500000 / Отв. ред. И.Г.Рутштейн, Н.Н.Чабан. Чита, 1997. 239 с.
8. Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Гоневчук Г.А. Граниты Хингано-Олонойского рудного района // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 150–157.
9. Гоневчук В. Г., Семяняк Б. И., Ишихара С., Гоневчук Г. А., Коростелев П.Г. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 4. С. 326–335.
10. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез: Дис.... д-ра. геол.-минер.наук. Владивосток, 1999. 387 с.
11. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтманн Р. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня, как индикатор их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука,

1999. С. 109–119.
12. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.
13. Гребенников Г.М. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулcanoструктуры (Приморье): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 33 с.
14. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
15. Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1992. 158 с.
16. Иванов В.В. Возраст золото-серебряных месторождений Омолонского, Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Западно-Камчатского, Центрально-Камчатского, Восточно-Камчатского и Большешкуринского вулcanoгенных поясов Востока России: датирование  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом и этапность оруденения // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ, 1997. 112 с.
17. Козырев С.К. Новые данные о возрасте, последовательности формирования и формационной принадлежности мезозойских магматических комплексов Гонжинского выступа и его обрамления // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы пятого Дальневост. регион. петрогр. совещ. Хабаровск: ФГУГПП "Хабаровскгеология", 2001. С. 30–35.
18. Колесников Д.И., Шергина Ю.П., Розинов М.И., Шатков Н.Г., Шкорбатова Г.С. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 4. С. 80–86.
19. Константинов Р.М., Томсон И.Н., Полякова О.П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С.36–50.
20. Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Эндеогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые северо-востока Азии: (Тез. докл.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. С. 30–32.
21. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 292 с.
22. Крымский Р.Ш., Гавриленко В.В., Беляцкий Б.В., Смоленский В.В., Левский Л.К. Возраст и генезис W-Sn минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным данным // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 552–560.
23. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулcanoгенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 421).
24. Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. Геохронология вулcano-плутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K/Ar,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  и Rb/Sr-изотопных методов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 38, № 4. С. 362–371.
25. Лейер П.В., Иванов В.В., Раткин В.В., Бундцен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  – определения возраста руд // Докл. АН. 1997. Т. 356, № 5. С. 665–668.
26. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. 1975. № 4. С. 16–32.
27. Максимов С.О. Магматизм и особенности породообразующих пироксенов Баджала // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 70–102.
28. Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.
29. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 203 с.
30. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.
31. Метасоматизм и метасоматические породы / Отв. ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Науч. мир, 1998. 490 с.
32. Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 122 с.
33. Мишин Л.Ф. К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 106–111.
34. Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулcano-плутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 69–77.
35. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 31–42.
36. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
37. Мишин Л.Ф. Геология и рудоносность субвулканических интрузий кислого состава востока России: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 42 с.
38. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Мезозойский орогенный кислый магматизм Востока России // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Материалы второго Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар, 2000. С. 140–144.
39. Моисеенко И.Г., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст золотого оруденения Бамского рудного узла // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 3. С. 369–371.
40. Моисеенко И.Г., Деметтиенко А.И., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст формирования руд Покровского золоторудного месторождения // Докл. АН. 1999. Т.366, № 2. С. 221–224.
41. Моисеенко И.Г., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского месторождения Приамурья // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 3. С. 354–357.

42. Нагибина М.С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития // Геотектоника. 1970. № 5. С. 26–32.
43. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 236 с.
44. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитный магматизм Северной Пацифики: В 2 т. Т. 1: Геология, геохронология и геохимия. Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4-6 сентября, 1997. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
45. Олейников А.В. Некоторые вопросы стратиграфии кайнозойских вулканических полей среднего и северного Сихотэ-Алиня. Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 50-56.
46. Олейников А.В. Дискуссия. По ст.: Лихт Ф.Р. Условия залегания и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 55–67.
47. Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С. Первые Rb-Sr даты метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // Докл. АН. 1987. Т. 295, № 5. С. 1219–1223.
48. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.
49. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
50. Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д., Сокарев А.Н., Полякова О.П. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического комплекса // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 367–370.
51. Романовский Н.П. Петрофизика гранитных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.
52. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1986. 356 с.
53. Руб М.Г., Руб А.К., Кривошеков Н.Н., Ашихмина Н.А. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т. 6. № 1. С. 16–20.
54. Сахно В.Г. Позднемезозойские континентальные вулканические пояса Востока Азии: Дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1994. 104 с.
55. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
56. Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля // Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса / ДВГИ. Владивосток, 1996. С. 93–105, 169.
57. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронология и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  характеристика мезозойских вулканитов Приамурской вулканической зоны // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Материалы пятого Дальневост. регион. петрогр. совещ. Хабаровск: ФГУГГП "Хабаровскгеология", 2001. С. 74–75.
58. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 3–7.
59. Сухов В.И. Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных районов Востока СССР: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1981. 45 с.
60. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Отв. ред. Глазунов О.М. Новосибирск: Наука, 1984. 214 с.
61. Томсон И.Н., Полякова О.П. Последовательность образования и направленная миграция металлогенических зон на примере орогена Приморья // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 6. С. 809–812.
62. Фатьянов И.И., Лэйер П. О времени формирования золоторудного месторождения Токур // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С.217–219.
63. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
64. Фирсов Л.В. Об абсолютном возрасте некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР // Труды десятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 326–340.
65. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.
66. Царева Г.М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 201–229.
67. Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Ичжэн, Цюань Хень. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (Китай) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 109–117.
68. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДО РАН, 1995. 122 с.
69. Gastil G. The boundary between the magnetic-series and ilmenite-series granitic rocks in peninsular California // Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.
70. Ishihara S., Sasaki A. Sulfur isotopic ratios of the magnetic-series and ilmenite-series granitoides of the Sierra Nevada batholith - A reconnaissance study // Geology. 1989. V. 17. P. 788–791.
71. Kistler R.W., Peterman Z.E. Variations Sr, Rb, K, Na and

- initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. P. 3489–3512.
72. Klimetz M.P. Speculations on the Mesozoic plate tectonic evolution of Eastern China // *Tectonics*. 1983. V. 2, N 2. P. 139–166.
73. Tacker R.C., Candela P.A. Experimental determination of crystal-melt partitioning of molybdenum in high-silica systems. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs, Ann. Meet.* 1985. 732 p.
74. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prikhodko V.S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism. *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27, N.11. P. 1587–1590.
75. Whitney J. A. Composition and activity of sulphurous species in quenched magmatic gases associated with pyrrhothite bearing silicic system // *Econ. geol.* 1988. V. 83. P. 86–93.

Поступила в редакцию 18 марта 2002 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

*L.F. Mishin, Zhao Chunjing, A.I. Soldatov*

### **Mesozoic-Cenozoic volcano-plutonic belts and systems in the continental part of Eastern Asia, and their zoning**

In the eastern margin of the Asian continent, in the area of the Mesozoic-Cenozoic sub-aerial volcanism, three different-age zones (systems) are recognized. Their structural position and rock composition correspond to the continent-margin volcanic belts. From the west eastward, the following systems are distinguished: the Uda-Bolshehingan (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>), Okhotsk-Sungari (K<sub>1-2</sub>), and Sikhote-Alin (K<sub>2</sub>-Pg). Transverse zoning indicates that the structures are autonomous. In relation to the Pacific margin, an internal and an external zone are distinguished which differ strongly in redox conditions, Sr initial isotope ratios, REE distribution, and other features. In accordance with the distribution of magmatic rocks, three different-age metallogenic systems are distinguished. In each of them two conjugated zones are formed (basing on the major element): internal gold-bearing and external tin-bearing. The age discreteness of mineralization is more sharply expressed than the analogous discreteness of magmatism itself, and this is a strong additional argument in support of reasonableness of recognizing three different-age spatially separated systems.