ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2005, том 405, № 4, с. 507–510

## ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.321.1:553.212

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ И ИЛЬМЕНИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ (НА ПРИМЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ)

© 2005 г. Г. А. Валуй, академик В. Г. Моисеенко, А. А. Стрижкова, Е. Ю. Москаленко

Поступило 30.06.2005 г.

Магнитометрическими исследованиями в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе установлено, что гранитоиды приморского побережья обладают высокой магнитной восприимчивостью ($\kappa$ = 250–1100 · $10^{-5}$ СИ) [1, 2, 5, 7]. Это обусловлено присутствием 1–2 мас. % магнетита, тогда как гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня немагнитны или слабомагнитны и среди акцессорных минералов в них преобладает ильменит [9].

С. Ишихара [12, 14], выделивший магнетитовую и ильменитовую серии гранитоидов, показал, что они широко распространены в мезо-кайнозойских орогенных поясах Восточной Азии, причем магнетитовые серии преобладают в прибрежной части континента, а ильменитовые – на удалении от нее, тогда как на Тихоокеанском побережье Америки, наоборот, преобладают ильменитовые гранитоиды. В Японии магнитность гранитоидов возрастает в направлении япономорского побережья [8].

При этом устанавливается четкая связь месторождений полиметаллов, золота, реже меди и молибдена с магнетитовыми гранитами, а гранитоиды ильменитовой серии контролируют положение главным образом оловорудных месторождений и более редких проявлений вольфрама [3, 7].

Отмеченные особенности магнетит- и ильменитсодержащих гранитоидов не случайны и обусловлены, вероятно, глубинными условиями формирования материнских расплавов и режимом их кристаллизации. Цель настоящей работы на основании сравнения магнетитовых и ильменитовых серий гранитоидов Восточного и Центрального Сихотэ-Алиня установить причину их различия.

Нашими исследованиями [1, 2] установлено, что интрузивы восточной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса (на побережье Японского моря – I группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномернозернистыми диорит(88–72)-гранодиорит(69–65)-гранитными (64–60 млн. лет) породами. Они кристаллизовались при 650–750°С и являются магнетитовыми. Массивы западной части вулканического пояса в пределах Дальнегорского района (II группа) и Краснореченского поднятия (III группа) однофазны, сложены резкопорфировидными породами, относящимися к ильменитовой серии. Они кристаллизовались при 750–850°С и 800–900°С соответственно. Возраст дальнегорских габбро-диоритов – 83, гранодиоритов – 69–72, гранитов – 60–63, краснореченских монцогранодиоритов – 83–87 млн. лет. Они образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны только незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления.

Анализ полученных материалов показывает, что I группа интрузивов сформировалась из более низкотемпературных расплавов, содержащих менее 3 мас. % $H_2O$, выплавленных на меньших глубинах (12–15 км), чем II и III группы массивов, которые образовались из более высокотемпературных расплавов с исходным водосодержанием – более 3 мас. % $H_2O$ и на глубине 18–20 км (Дальнегорская вулканоструктура) и 25–30 км (Краснореченское поднятие). Подобное различие, видимо, обусловлено углублением магматических очагов по направлению от побережья в сторону континента. Различное исходное флюидосодержание определило динамику кристаллизации расплавов и характер отделения флюидов. Известно, что при содержании флюидов более 3% массы при кристаллизации расплава происходит разгерметизация магматической камеры, так как давление перекрывающих пород не может скомпенсировать объемный эффект кристаллизации на глубинах менее 5 км. При этом флюид покидает расплав, что приводит к формированию резкопорфировидных пород [6].

*Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток*

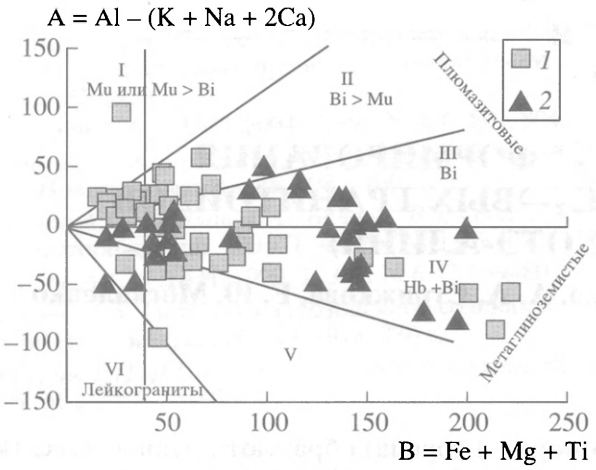


**Рис. 1.** Положение точек составов гранитоидов Восточного и Центрального Сихотэ-Алиня на классификационной диаграмме [11]. *1* – магнетитовые Восточного и *2* – ильменитовые Центрального Сихотэ-Алиня.

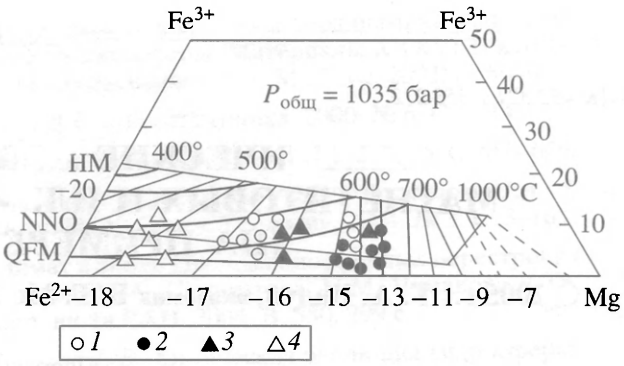


**Рис. 2.** Связь между железистостью биотита и *P–T–* $f_{O_2}$-условиями его образования [14]. HM – гематит-магнетитовый, NNO – никель–никель–кислород, QFM – кварц-фаялит-магнетитовый буферы; (–7…–20) – фугитивность кислорода ($f_{O_2}$). *1* – биотиты магнетитовых гранитоидов вулканического пояса (I, II группы), *2* – ильменитовых Краснореченского поднятия (III группа), *3* – гранодиоритов и *4* – гранитов Арминского комплекса (Центральный Сихотэ-Алинь).

Интрузивы Дальнегорской вулканоструктуры – результат кристаллизации таких "вскипевших" расплавов, сбросивших всю свою флюидную (а значит и полезную) нагрузку во вмещающие породы, среди которых было много известняков. В этом, видимо, и заключается секрет обогащенности Дальнегорского района рудными месторождениями. Напротив, на побережье Японского моря обнажены интрузивы, возникшие при кристаллизации более "сухих" расплавов. При их формировании разгерметизации магматической камеры не происходило, и флюиды остались в расплаве. Это привело к образованию равномернозернистых пород и широкому развитию процессов внутрикамерной дифференциации расплавов с образованием автолитов, аплит-пегматитов, ритмично-расслоенных зон и пр., широко проявленных в интрузивах восточной части Сихотэ-Алиня [1, 2].

В гранитоидных интрузивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса широко проявлены процессы дифференциации исходных расплавов на различных уровнях и стадиях существования расплава. Фракционная дифференциация на уровне генерации приводила к образованию серий пород, связанных котектическими отношениями и согласованным распределением редкоземельных элементов, и формированию крупных многофазных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитного состава в восточной части пояса и однофазных тел габбро-диоритов, гранодиоритов или гранитов в Дальнегорском районе, сформированных отдельными порциями отдифференцированной магмы.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад – от многофазных Прибрежных массивов, через однофазные Дальнегорские – к однофазным слабо дифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава Краснореченского поднятия, параллельно с возрастанием мощности земной коры.

Родство магм, образовавших различные фазы в прибрежных массивах, также подтверждается анализами редкоземельных элементов [2].

Ильменитовые гранитоиды Арминского комплекса Центрального Сихотэ-Алиня (интрузивы Нижне- и Средне-Арминский, Приисковый и др.), привлекаемые для сравнения, представлены адамеллит-гранитной (81–72) и гранодиорит-гранитной (86–72 млн. лет) самостоятельными ассоциациями. Становление их происходило в гипабиссальных условиях. Гранитоиды прорывают и метаморфизуют терригенные отложения нижнемелового возраста, образуя тела площадью до 250 км$^2$. Температурные условия становления пород интрузивов 650–750°C [9].

По петрохимическим характеристикам магнетитовые граниты побережья относятся к I типу, так же как и ильменитовые граниты Центрального Сихотэ-Алиня [2]. Химический состав магнетитовых и ильменитовых серий представлен на диаграмме Дебон и Ле Форта [11] (рис. 1).

Заметные различия между магнетитовыми и ильменитовыми сериями гранитов показывают диаграммы, учитывающие составы биотита, подтверждая, что формирование этих пород происходило при различных окислительно-восстановительных условиях (рис. 2).

На диаграмме $\log(X_F/X_{OH})-\log(X_{Mg}/X_{Fe})$ [10] поля магнетитовых и ильменитовых гранитов обособлены друг от друга (рис. 3). Согласно этой диаграмме магнетитовые граниты являются продуктом дифференциации первичных океаничес-

ки-коровых расплавов, а ильменитовые – продукт кристаллизации расплавов, образованных путем контаминации и ассимиляции метаосадков с графитом, судя по расположению полей составов биотитов гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий Японии [10]. Составы биотитов диорит-гранодиорит-гранитных магнетитовых серий восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, ильменитсодержащих монцонит-гранодиоритов западной части вулканического пояса и Краснореченского поднятия расположены в полях первично-нижнекоровых расплавов, а биотиты ильменитовых гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня – в левой части диаграммы, практически в поле ильменитовых гранитов Японии. Необходимо отметить, что точки составов биотитов гранодиоритов этих же массивов лежат в поле составов магнетитовых гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, что может свидетельствовать об изменении уровня генерации и источника расплавов, образовавших интрузивы гранодиоритов и гранитов в Центральном Сихотэ-Алине (рис. 3).

Согласно В.Г. Гоневчуку с соавторами [3], которые измерили активность кислорода методом эдс в минералах гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий Мяо-Чанской и Баджальской вулканических зон (Хабаровский край) и прибрежной серии (Приморье), исходное состояние гранитоидных расплавов характеризуется как весьма восстановленное и контролируется реакцией вюстит–железо. Причем для гранитоидов ильменитовой серии высоковосстановленное состояние сохраняется не только в течение всего магматического этапа эволюции системы, но и на раннем постмагматическом этапе. По их данным $\lg f_{O_2}$ в ряду пироксен–амфибол–биотит равно (–16.6)–(–19.5)–(–21.5) соответственно, т.е. наблюдается явное падение фугитивности кислорода.

Для гранитоидов магнетитовой серии условия восстановленности, равные гранитоидам ильменитовой серии, наблюдаются только для роговой обманки, т.е. для раннего этапа кристаллизации. Биотит показывает состояние большей окисленности, что указывает на возрастание потенциала кислорода в процессе кристаллизации от роговой обманки и биотита до магнетита и от гранодиоритов – к гранитам. Значение $\lg f_{O_2}$ в ряду амфибол–биотит–магнетит в гранодиоритах равно (–20.3)–(–19.5)–(–19.0), а в гранитах – (–21.0)–(–20.0)–(–17.0), т.е. наблюдается отчетливое возрастание потенциала кислорода.

Коэффициент восстановленности флюидов из кварц-полевошпатовой фракции, определенный авторами ранее [2], $K = (H_2 + CO + CH_4)/(H_2O + CO_2)$ равен 0.15–0.16 в ильменитовых гранитах и 0.05–0.10 в магнетитовых, что подтверждает отмечен-

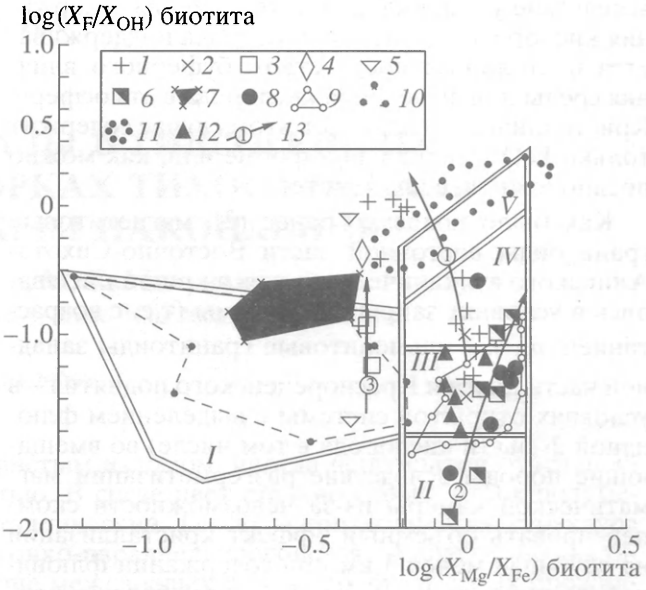


**Рис. 3.** Классификационная схема плутонов по [10] с точками биотитов гранитоидов Сихотэ-Алиня. Поле *I* – тип плутонов, образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков с графитом, *II–V* – нормальных плутонических типов от первичных океанически-коровых расплавов до высокодифференцированных коровых расплавов (*V*) через магмы, контаминированные континентально-коровым материалом (*III* и *IV*). Магнетитовая серия: *1* – граниты и *2* – гранодиориты массивов Прибрежной зоны [1]. Ильменитовая серия: *3* – граниты Дальнегорского, *4* – Араратского, *5* – Северо-Якутинского интрузивов; *6* – краснореченские монцонитоиды, *7* – граниты и *8* – гранодиориты Центрального Сихотэ-Алиня [9], *9* – магнетитовая и *10* – ильменитовая серии Японии [10], *11* – граниты Колорадо [10], *12* – монцонитоиды Березовского и Араратского интрузивов [4]; *13* – тренды эволюции (цифры в кружке): 1 – гранитоидов Прибрежной зоны, 2 – монцонитоидов Краснореченского поднятия, 3 – гранитоидов Дальнегорского массива.

ную выше закономерность о более высокой восстановленности расплавов при формировании ильменитовых гранитоидов. Рассмотрим возможную причину присутствия магнетита или ильменита в исследуемых гранитоидах.

Е. Осборн [13], изучая систему кварц–фаялит–магнетит, установил, что участие в системе фаз переменной валентности обусловливает возможность двух резко различающихся путей кристаллизации. Первый путь характеризуется постоянством общего состава системы, т.е. состав конечных кристаллических фаз полностью соответствует составу исходной жидкости и приводит в итоге к возрастанию $p_{O_2}$ и кристаллизации магнетита.

Второй путь осуществляется в тех случаях, когда во время кристаллизации сохраняется постоянным парциальное давление кислорода ($p_{O_2}$), а общий состав первоначальной смеси изменяется

вследствие уменьшения или увеличения содержания кислорода. Давление кислорода поддерживается постоянным посредством буферного влияния среды или выделения кислорода в атмосферу. Кристаллический агрегат в этом случае содержит только FeO в силикатной форме или, как можно предположить, в ильмените.

Как было показано ранее [2], магнетитовые гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса кристаллизовались в условиях закрытой системы (т.е. с возрастанием $p_{O_2}$), а ильменитовые гранитоиды западной части пояса и Краснореченского поднятия – в условиях открытой системы с выделением флюидной фазы (и кислорода в том числе) во вмещающие породы вследствие разгерметизации магматической камеры из-за невозможности скомпенсировать объемный эффект кристаллизации на глубинах менее 3 км при содержании флюидной фазы более 3% [6 и др.]. Таким образом, кристаллизация магнетитовых гранитоидов восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса соответствовала первому варианту, по Осборну [13], а ильменитовых гранитоидов западной части – второму варианту.

Можно предположить, что при формировании материнских магм ильменитовых гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня, прорывающих терригенные породы, в отличие от гранитоидов вулканического пояса, прорывающих в основном кислые вулканиты, происходило буферирование первичных расплавов при ассимиляции вмещающих осадочных пород, и кристаллизация их отвечала также второму варианту по [13].

Изложенное выше, по нашему мнению, позволяет сделать следующие выводы.

Магнетитовые граниты являются продуктом кристаллизации I типа расплавов в условиях закрытой системы. Пример – гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Ильменитовые граниты могут формироваться, во-первых, из расплавов I типа, но при кристаллизации в условиях открытой системы в результате разгерметизации магматической камеры, что обусловливает потери $O_2$ и других летучих компонентов. Пример – граниты Дальнегорского района (западная часть вулканического пояса) и краснореченские монцонитоиды. Во-вторых, они же могли сформироваться из расплавов I типа, контаминированных и восстановленных, благодаря ассимиляции осадочных пород и, возможно, графитсодержащих. Пример – гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня (Арминский комплекс). В третьих, к этому же типу относятся гранитоидные интрузивы, образованные расплавами S-типа, примером которых является хунгарийский и васильевский комплексы Северного Сихотэ-Алиня, описанные Э.П. Изохом и др. [4], которые здесь не рассматриваются.

Магнетитовые граниты образуются при меньшей мощности земной коры, а ильменитовые – при более мощной земной коре (это 25 км для Восточного и 30 км для Центрального Сихотэ-Алиня по [5]), где больше возможности для буферирования расплавов при ассимиляции и контаминации вмещающих пород.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Валуй Г.А.* Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 146 с.
2. *Валуй Г.А., Стрижкова А.А.* Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
3. *Гоневчук В.Г., Худоложкин В.О., Гоневчук Г.А.* // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 23–30.
4. *Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В.* Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Недра, 1957. 248 с.
5. *Кулинич Р.Г.* Особенности геологического строения Приморского края но геолого-геофизическим данным. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1969. 24 с.
6. *Рейф Ф.Г.* Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 180 с.
7. *Романовский Н.П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 191 с.
8. *Романовский Н.П., Гурович В.Г., Сато К.* // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 24–31.
9. *Стрижкова А.А.* Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука,1980. 124 с.
10. *Brimhall G.H., Crerar D.A.* // Revs. Miner. 1987. V. 17. P. 235–321.
11. *Debon F., Le Fort P.* // Trans. Roy. Soc. Edinburg. Earth Sci. 1987. V. 73. P. 135–149.
12. *Ishihara S.* // Mining Geol. 1977. № 27. P. 293–305.
13. *Osborn E.F.* // Amer. J. Sci. 1959. V. 257. P. 609–647.
14. *Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S.* // Mining Geol. Spec. Iss. 1980. № 8. P. 13–28.
15. *Wones D.R., Eugster H.P.* // Amer. Miner. 1965. V. 50. № 9. P. 1228–1272.