

ОКИСЛИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Л.Ф. Мишин¹, Е.А. Коновалова¹, Ю.В. Талтыкин¹, В.О. Крутикова¹, С.Н. Добкин², Ю.Ю. Юрченко³, А.В. Штарева¹

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким-Ю-Чена, 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: lfmishin@mail.ru

²Акционерное общество «Дальневосточное ПГО», Росгеология, ул. Балашовская 15, г. Хабаровск, 680000

³ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского, Средний пр-т 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 19 апреля 2019 г.

Валентное состояние в значительной мере определяет активность поливалентных элементов в геохимических процессах. Смена валентности зависит от многих фактов, но главными являются окислительно-восстановительные условия среды магмообразования. Надежным и доступным индикатором окислительно-восстановительных условий, определяющих целый комплекс минералогических, геохимических и физических параметров: железистость темноцветных минералов, состав рудного минерала (магнетит-ильменит), вес рудной фракции, магнитная восприимчивость, является соотношение в магматических породах двух- и трехвалентного железа. На основе приведенных признаков в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе выделены зоны развития магматических пород магнетитовой и ильменитовой серий. К ильменитовой серии (осевая зона пояса) приурочены все известные на Сихотэ-Алине месторождения и проявления олова и вольфрама. Породы ильменитовой серии обрамляются магматическими образованиями магнетитовой серии, с которыми связаны эпитермальные золото-серебряные и медно-порфировые месторождения.

Ключевые слова: окислительные условия, магнетитовая серия, ильменитовая серия, литофильная минерализация, халькофильная минерализация, граниты, вулканические породы, вторичные кварциты, пропилиты, Сихотэ-Алиньский орогенный пояс.

ВВЕДЕНИЕ

При изменении окислительных условий большинство элементов меняют свою валентность, а валентные формы по-разному участвуют в геохимических процессах [3, 19, 20, 22, 45]. Переход из одного валентного состояния в другое (редокс-реакция) при фиксированной температуре и давлении зависит от редокс-пары, состава расплава и, главным образом, от летучести кислорода. Таким образом, появляется возможность решения обратной задачи – определение по соотношению валентных форм элементов окислительных условий формирования магматических пород.

Наиболее представительным и доступным показателем летучести кислорода при кристаллизации магматических пород является соотношение окисной

и закисной валентных форм железа в магматических породах.

Редокс-реакция трех- и двухвалентного железа определяется формулой [3]:

$$\log\left(\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}\right) = \frac{h}{T} + k \log fO_2 + S,$$

где fO_2 – фугитивность кислорода, h , k и S – константы, зависящие от состава расплава, T – температура расплава (К).

Применительно к известково-щелочным магматическим породам окраинно-континентальных магматических поясов соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} практически не зависит от глубины кристаллизации магмы [8, 20, 21, 22] и слабо связано со щелочностью пород [39]. Отмечается лишь определенный тренд возрастания

окисленности от базальтов к риолитам и от габбро к гранитам, поэтому при использовании всего спектра пород для определения окислительных условий было рассчитано эмпирическое уравнение окисленности железа, приведенное (с учетом наличия тренда от основных пород к кислым) к предельному содержанию в магматических породах SiO_2 , равному 76 % [22]:

$$f = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} + 0.38 - \frac{SiO_2}{200}.$$

Коэффициент f позволяет сравнивать в безразмерных единицах окислительные условия кристаллизации магматических пород независимо от содержания в них кремнезема и глубины кристаллизации (базальт–риолит, габбро–гранит). На практике при ограниченном количестве в выборках пород основного и среднего состава приемлемый показатель окислительных условий может быть вычислен по упрощенной формуле:

$$f = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}.$$

Окислительные условия и связанное с ними валентное состояние железа определяют целый комплекс геохимических и металлогенических особенностей магматических пород, анализу которых посвящено данное исследование.

Было замечено, что среди гранитов выделяются магнитные и слабо магнитные серии [29]. Впоследствии для магнитных гранитов были предложены термины магнетитовая серия, а для немагнитных – ильменитовая серия [43]. Затем было установлено, что среди вулканических и субвулканических пород также выделяются магнитные и немагнитные разновидности [20–22]. Границу между отмеченными сериями магматических пород каждый исследователь определял достаточно произвольно.

МЕТОДИКА РАБОТ

Используя соотношение $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$ были

построены схематические карты окислительных условий кристаллизации магматических пород в окраинно-континентальных поясах юга Дальнего Востока, в том числе для Сихотэ-Алинского магматического пояса [24, 25, 47]. Карты строились на основе средних значений содержаний FeO и Fe_2O_3 , приведенных в записках к геологическим картам масштаба 1:50 000, 1:200 000, или использовалась магнитная восприимчивость магматических пород. В случае пространственной разобоченности объектов среднее значение соотношения окисного и закисного железа определялось для каждого тела отдельно. Эти материалы были

использованы при проектировании более детальных геохимических исследований в Сихотэ-Алине и для трассирования границ между маршрутами.

В ходе полевых маршрутов опробовались все выходы магматических пород (рис. 1). Для всех проб были изготовлены петрографические шлифы и определен их химический состав (приложение 1, 2)*.

После петрографических и химико-аналитических исследований отбраковывались пробы пород, затронутых гидротермальными изменениями и подверженных выветриванию. Учитывая уже накопленный опыт, при опробовании исходили из того, что каждый отдельно взятый интрузив и вулканический покровов кристаллизуются на фоне стабильных окислительных условий, поэтому 1–2 образца, не затронутых вторичными изменениями, адекватно отражают окислительные условия формирования пород в интрузивном массиве и вулканическом покрове. Исключения могут представлять случаи, когда граница окислительных и восстановительных условий (магнетитовая и ильменитовая серии) пересекает монолитное тело. Такие наблюдения имели место и потребовали детального опробования и особого рассмотрения, на рис. 1 подобные участки выделены звездочкой.

В камеральный период в навеске, дробленной до гранул размером 0.25–0.5 мм породы, минералогическим магнитом А.Я. Сочнева выделялась магнитная фракция, и определялось ее содержание по отношению к весу навески. Заметим, что магнитная фракция не являлась монофракцией рудного минерала, это фрагменты и сростки порообразующих минералов, насыщенных рудным минералом. Поскольку методика определения веса магнитной фракции выдерживалась, то этот показатель вполне заменял в наших исследованиях вес монофракции. С помощью каппаметра КТ-5 в образцах определялась магнитная восприимчивость (MS) пород. Под бинокляром отбирались монофракции рудного и темноцветных минералов.

Минералы анализировались в аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН на растровом электронном микроскопе «VEGA 3 LMN» (TESCAN, Чехия), оснащенном энергодисперсионным спектрометром «X-Max 80» (Oxford Instruments, Великобритания). Фотографирование образцов и поиск микровключений велся в режиме обратно рассеянных электронов (BSE – детектор). С его помощью фазы с более высоким средним атомным числом при получении изображения отражаются в контрасте более ярко по сравнению с фазами, имеющими меньшее атомное число.

*Приложения 1–5 в электронной версии статьи, по <http://itig.as.khb.ru/POG>.

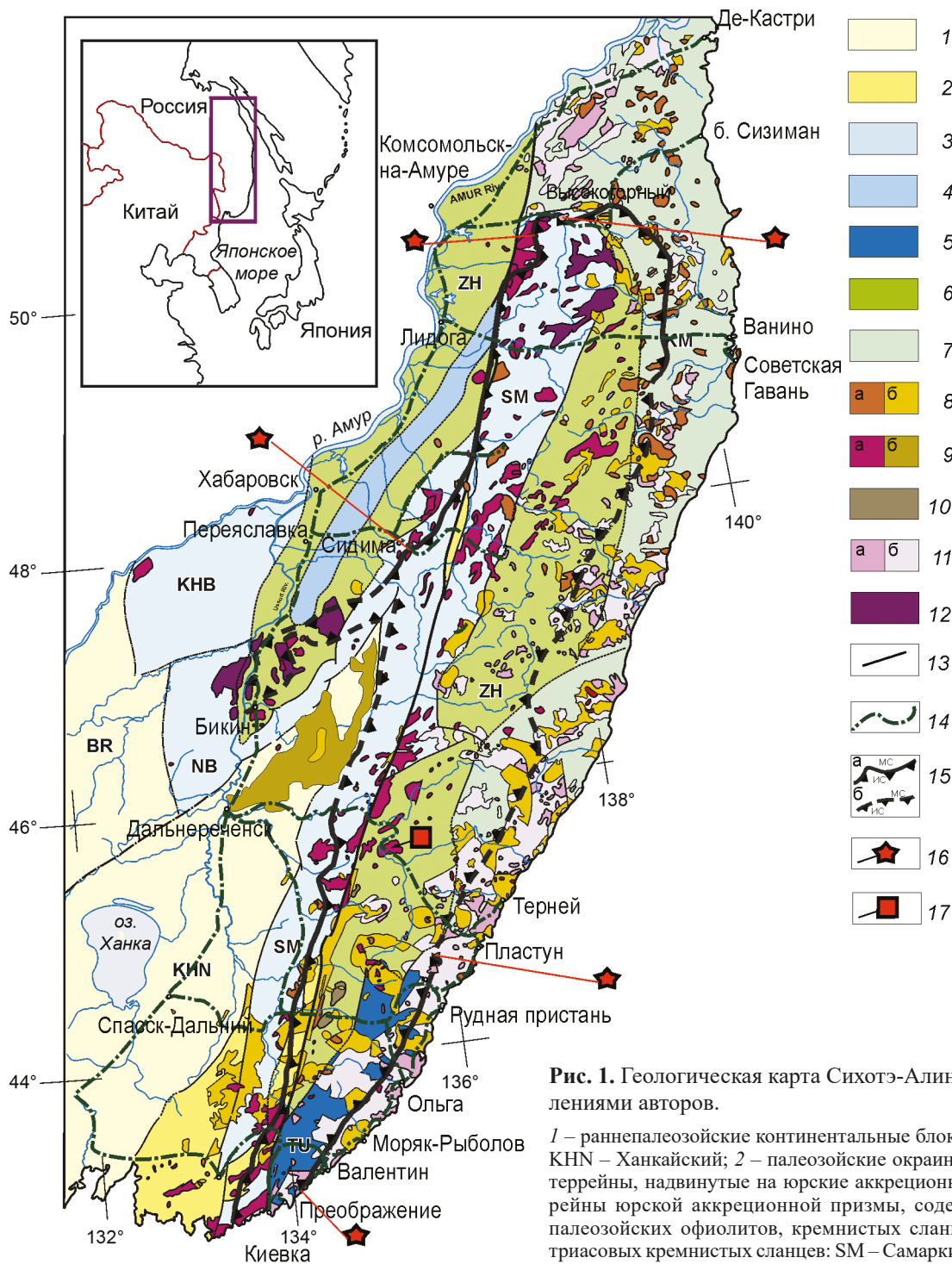


Рис. 1. Геологическая карта Сихотэ-Алиня, по [42], с добавлениями авторов.

1 – раннепалеозойские континентальные блоки: BR – Бурейнский, KHN – Ханкайский; 2 – палеозойские окраинно-континентальные террейны, надвинутые на юрские аккреционные призмы; 3 – террейны юрской аккреционной призмы, содержащие фрагменты палеозойских офиолитов, кремнистых сланцев и известняков и триасовых кремнистых сланцев: SM – Самаркинский, NB – Наданьхада-Бикинский, KHN – Хабаровский; 4 – террейны раннемеловой аккреционной призмы, содержащий фрагменты юрских базальтов,

кремнистых сланцев и пород раннемеловой островной дуги; 5 – террейны раннемеловой (неоком) аккреционной призмы, содержащий фрагменты девонско-триасовых известняков, базальтов и позднемеловых и триасово-юрских кремнистых сланцев и аргиллитов: TU – Таухинский; 6 – террейны раннемелового турбидитового бассейна: ZH – Журавлевско-Амурский; 7 – раннемеловая островная дуга: KM – Кемская; 8 – палеогеновые гранитоиды (а) и вулканические породы (б); 9 – поздний альб – раннесеноманские гранитоиды (а) и вулканические породы (б); 10 – позднеальбские габбро-монцо-граниты и сиениты; 11 – позднемеловые гранитоиды (а) и вулканические породы (б); 12 – готерив-аптские гранитоиды; 13 – Центральный Сихотэ-Алиньский разлом; 14 – линии опробования магматических пород; 15 – граница распространения пород магнетитовой (МС) и ильменитовой (ИС) серий, выделенная по комплексу признаков (а) и по соотношению $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ (б) [24]; 16 – интрузивы, на которых задокументирована зона перехода от ильменитовой серии к магнетитовой; 17 – Приисковский массив – задокументированный массив, в котором южная часть – магнетитовая серия, а северная, предположительно, относится к ильменитовой серии.

Применявшееся ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток пучка – 500 пА. Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы «МАС» (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу AZtec – аналитик Крутикова В.О.

Химический состав пород определялся методом РФА на приборе S4 Pioneer фирмы Bruker, Германия – аналитик Ильин Л.М. Недостатком данного метода является то, что железо определялось суммарное. Поэтому для отдельных гранитных массивов в целях контроля были определены химическим методом содержания окисного и закисного железа: Fe^{3+} определялось трилометрическим методом, Fe^{2+} – бихроматным методом – аналитик Зазулина В.Е.

ИСП-МС анализ проводился на приборах ICP-MS Elan 9000 PerkinElmer (США), ICP-MS Elan 9000 (Канада) – аналитики Штарева А.В., Крутикова В.О., Зазулина В.Е., Петрова А.О., Гайдашев В.В., Лушникова А.Ю.

Информация о полезных ископаемых снималась с карты 1:1 000 000 масштаба Хабаровского края [10, 13].

На рис. 1, 10 граница магнетитовая/ильменитовая серии между маршрутными пересечениями на отдельных участках трассировалась с использованием данных по окисленности железа, приведенных в работах [21, 24].

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА СОСТАВ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Для определения окислительных условий, наряду с соотношением в магматических породах окисного и закисного железа, индикаторную роль играют состав магнетита, процентное содержание магнитной фракции, магнитная восприимчивость пород, железистость породообразующих темноцветных минералов биотита и роговой обманки (прил. 1–5). Ранее было установлено [20, 21, 29, 43], что при кристаллизации магматических пород в окислительных условиях железо находится преимущественно в менее подвижной трехвалентной форме, и поэтому на ликвидусе происходит кристаллизация весовых содержаний магнетита, в результате остаточный расплав обедняется железом, а кристаллизующиеся после магнетита породообразующие минералы отличаются относительным дефицитом железа.

Рудный минерал в магматических породах Сихотэ-Алинского орогенного пояса имеет переменный состав от чистого магнетита (Fe_2O_3 – 100 %) до ильме-

нита (близкое содержание железа и титана). Однако по железистости и содержанию титана этот ряд имеет четкое бимодальное распределение с минимумом $0.61-0.74 \frac{FeO^*}{FeO^* + TiO_2}$ (рис. 2).

Этот минимум можно рассматривать как объективный критерий для разделения рудных минералов на магнетит и ильменит. В то же время необходимо заметить наличие на гистограмме хорошо выраженных максимумов. На магнетитовый максимум (железистость 0.9–1) приходится 54.8 % замеров, а на ильменитовый (железистость 0.35–0.48) – 61.5 %.

На гистограмме (рис. 3) немагнитные магматические породы Сихотэ-Алиния (83 замера) отделены от магнитных (153 замера) минимумом – $0.5-0.6 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Такая же граница между магнетитовой и ильменитовой сериями зафиксирована для батолитов Аляски [41]. Это наиболее объективная граница для разделения пород на магнитную (магнетитовую) и немагнитную (ильменитовую) серии. Такую границу магнитной восприимчивости мы используем в предлагаемой работе, добавим, что с магнитной восприимчивостью имеется положительная корреляция веса магнитной фракции (рис. 4).

Рассмотрим, каково же реальное распределение магнетита и ильменита среди магнетитовой и ильменитовой серий магматических пород Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Из 156 зерен рудного минерала из магнетитовой серии 35 оказались ильменитами, а остальные 121 – магнетитами. В ильменитовой серии из 67 зерен – 28 магнетит и 39 ильменит. Препаратами чаще являлись не отдельные минералы,

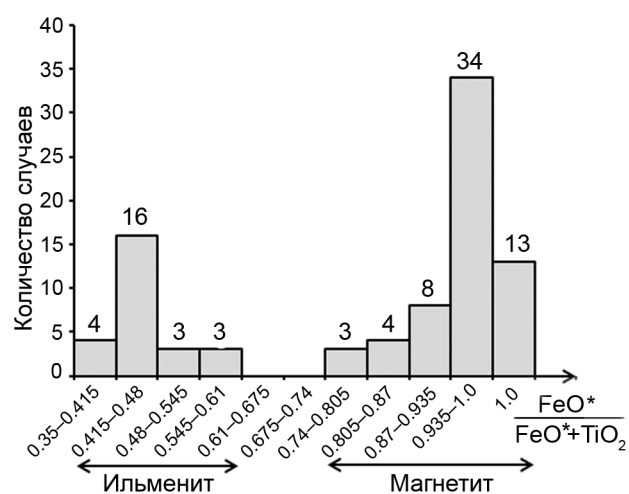


Рис. 2. Бимодальное распределение железистости рудных минералов.

$FeO^* = FeO + Fe_2O_3$

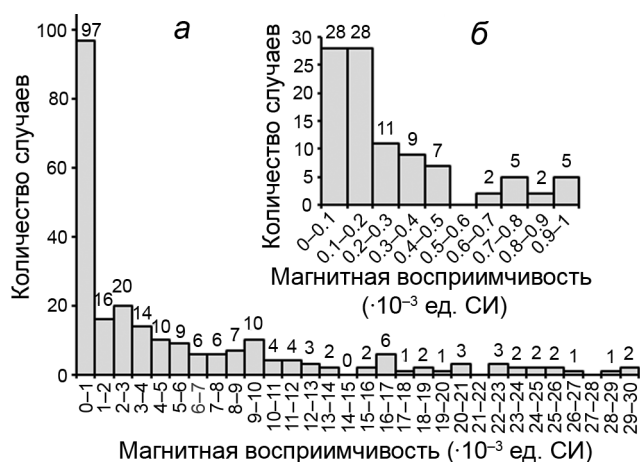


Рис. 3. Распределение магнитной восприимчивости в магматических породах Сихотэ-Алиньского магматического пояса (а), с детализацией для пород с магнитной восприимчивостью $(0-1) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ (б).

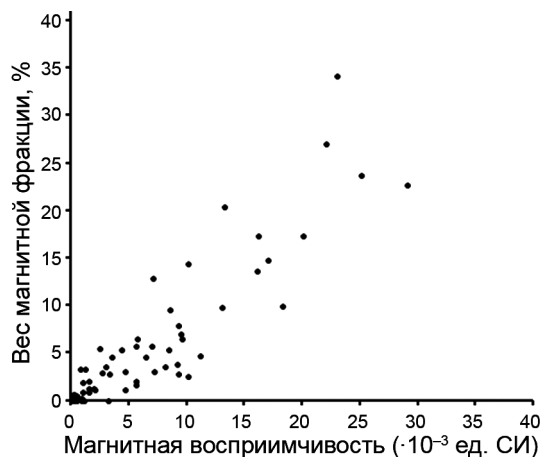


Рис. 4. Соотношение в магматических породах магнитной восприимчивости и веса магнитной фракции.

а фрагменты породы, в которых зачастую одновременно были определены и магнетиты, и ильмениты. Эти факты, а также нередко наблюдаемый в одном образце большой процент нахождения обоих минералов, исключают существенную засоренность проб в процессе их дробления. Полученные результаты свидетельствуют, что термины магнетитовая и ильменитовая серии не совсем адекватно отражают истинное распределение магнетита и ильменита в магматических породах, возможно, следовало бы сохранить первое название – магнитные и немагнитные серии магматических пород. Одновременное присутствие магнетита и ильменита имеет место и в других регионах, в частности среди гранитов ильменитовой серии верхояно-колымских мезозойд [37].

Биотиты и роговые обманки обладают одинаковой отрицательной корреляцией FeO^* и MgO , поэтому в качестве показателя железистости этих минералов использовался коэффициент $F = FeO^*/(FeO^* + MgO)$. Из графиков (рис. 5) можно сделать выводы: железистость биотитов и роговых обманок возрастает с уменьшением содержания магнитной фракции в магматических породах, максимальной железистостью отличаются биотиты пород ильменитовой серии. Аналогичные результаты были получены при изучении состава темноцветных минералов магматических пород оловорудных районов Востока России [30]. Подобной же направленностью изменения железистости характеризуются роговые обманки и биотиты относительно магнитной восприимчивости магматических пород.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В ПРЕДЕЛАХ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Сихотэ-Алиньский орогенный пояс при ширине 200–250 км протягивается в северо-восточном направлении на 1350 км. (рис. 1). Его юго-восточный фланг образован сеноман-палеогеновым Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом, последний полого в виде плиты погружается под шельфовые отложения Японского моря. В осевой части Сихотэ-Алиньского хребта вулканические породы сохранились в отдельных депрессиях рифтогенного типа, которые рассматриваются как останцы позднемиоценовых покровов. На западном фланге Сихотэ-Алиньского орогенного пояса в его Приморском секторе (Алчанская и Южно-Приморская зоны) распространены раннемеловые вулканогенные образования. Возраст алчанской свиты по последним исследованиям датируется альбом [1]. 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 гранитов Криничного рудного поля, прорывающих отложения коркинской вулканической серии. Rb/Sr и K/Ar методами в разных лабораториях получены близкие цифры – 104, 97, 98 млн лет [36]. Согласно этим данным, возраст отложений коркинской серии не моложе альба. Биостратиграфические исследования также указывают на альбский и, возможно, более древний возраст отложений коркинской серии [27].

Гранитоиды нередко сопряжены с вулканическими породами, но генетически и по возрасту – это относительно автономные группы магматических образований с возрастным диапазоном от готерива по палеоген включительно [5, 9, 35, 49]. Раннемело-

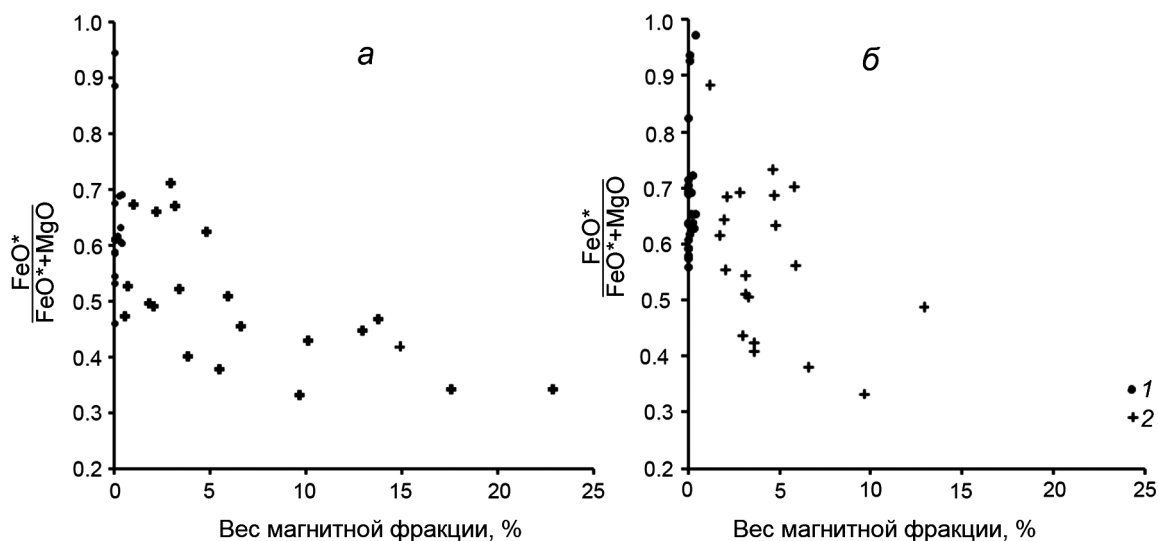


Рис. 5. Соотношение железистости амфиболов (а) и биотитов (б) относительно веса магнитной фракции в магматических породах ильменитовой (1) и магнетитовой (2) серий.

вые гранитоиды концентрируются преимущественно в центральной зоне Сихотэ-Алиньского свода. В прибрежной зоне раннемеловые граниты возможно перекрываются поздний мел–палеогеновыми вулканогенными толщами, в этой зоне пояса на поверхности вскрыты поздний мел–палеогеновые интрузивные образования прибрежного комплекса [5].

В заключение отметим, что граниты в пределах Сихотэ-Алиньского пояса формировались практически непрерывно с раннего мела по палеоген включительно. Наиболее ранними (130 млн лет) считаются хунгарийские высокоглиноземистые гранитоиды с мусковитом и кордиеритом (S-тип). Однако проблема возраста хунгарийских гранитов остается, поскольку для близких по составу высокоглиноземистых гранитов сандинского комплекса имеются данные, указывающие на их альбский возраст [35].

Детальные геохимические исследования осуществлялись путем опробования всех выходов магматических пород, независимо от их размера (включая и маломощные дайки), преимущественно вдоль автомобильных дорог, пересекающих Сихотэ-Алиньский орогенный пояс в субширотном направлении. Более детальные исследования были сосредоточены на южном и северном флангах пояса, там, где намечалось выклинивание пород ильменитовой серии. Для демонстрации зональности окислительных условий наиболее представительными оказались профили: Советская Гавань – Лидога и Рудная пристань – Спасск Дальний, а также район «Гурской петли».

В районе п. Ванино и г. Советская Гавань значительные территории перекрыты кайнозойскими

платобазальтами. Лишь к югу от г. Советская Гавань в береговых обрывах были задокументированы и опробованы выходы гранодиоритов (обр. к-2, 3, 4). Это типично магнетитовая серия с высокой магнитной восприимчивостью пород (рис. 6, а), со значительным объемом магнитной фракции (рис. 6, б), основу которой составляет магнетит. Рудный минерал, по

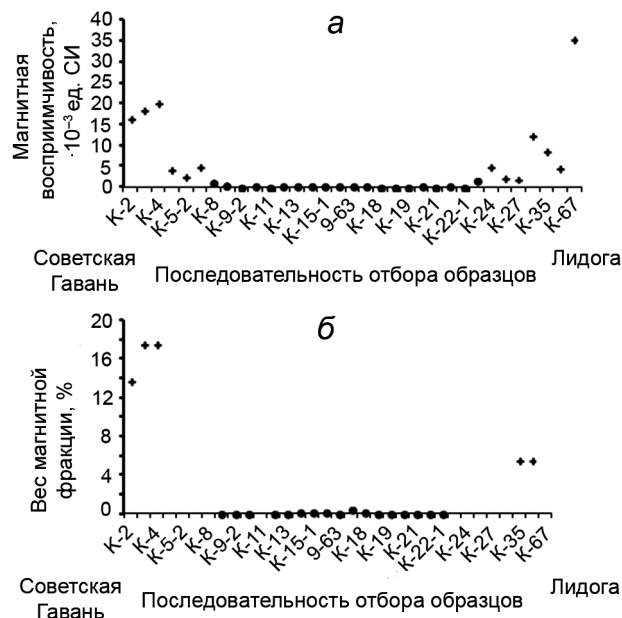


Рис. 6. Изменение магнитной восприимчивости (а) и содержания магнитной фракции (б) в магматических породах по маршруту г. Советская Гавань–с. Лидога.

Условные знаки см. рис. 5.

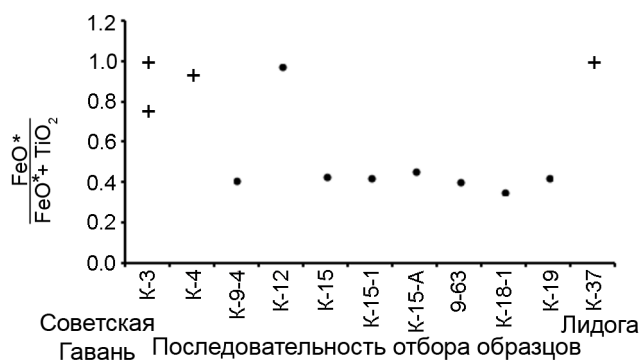


Рис. 7. Состав рудного минерала в магматических породах по маршруту г. Советская Гавань—с. Лидога.

Условные знаки см. рис. 5.

результатам микронзондового анализа, представлен практически чистым магнетитом, а роговая обманка и редкий биотит характеризуются низкой железистостью (прил. 3, 4, 5).

В осевой части Сихотэ-Алиньского орогена все многочисленные выходы гранитоидов и вулканических пород по данному пересечению оказались представлены породами ильменитовой серии с низким, а чаще следовым содержанием магнитной фракции, представленной ильменитом и реже магнетитом (прил. 3; рис. 7).

Гранитоидные массивы на западном фланге Сихотэ-Алиньского пояса вдоль дороги г. Хабаровск—г. Комсомольск на участках в районе п. Лидога, с. Троицкое и месторождения Малмыж сложены роговообманковыми с подчиненным биотитом монцонитами и монцонит-порфирами с весовыми содержаниями магнетита и с высокой магнитной восприимчивостью пород (рис. 6). По магнитным характеристикам и петрографическому составу эти породы близки к гранодиоритам прибрежной зоны, отличает их повышенное (7–8 %) содержание щелочей. Непосредственный переход от магматических пород ильменитовой серии к магнетитовой задокументировать не удалось ввиду перекрытия его кайнозойскими базальтами. Судя по соотношению в четвертичных базальтах $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$, граница ильменитовой и магнетитовой серий проходит вблизи Центрального Сихотэ-Алиньского разлома [24].

Геохимическая зональность по южному пересечению Сихотэ-Алиньского орогенного пояса вдоль трассы с. Рудная Пристань—г. Спасск-Дальний в основных чертах повторяет зональность, выявленную по пересечению г. Советская Гавань—с. Лидога (рис. 8). Скальные выходы в районе с. Рудная Пристань сложены вулканическими и субвулканическими

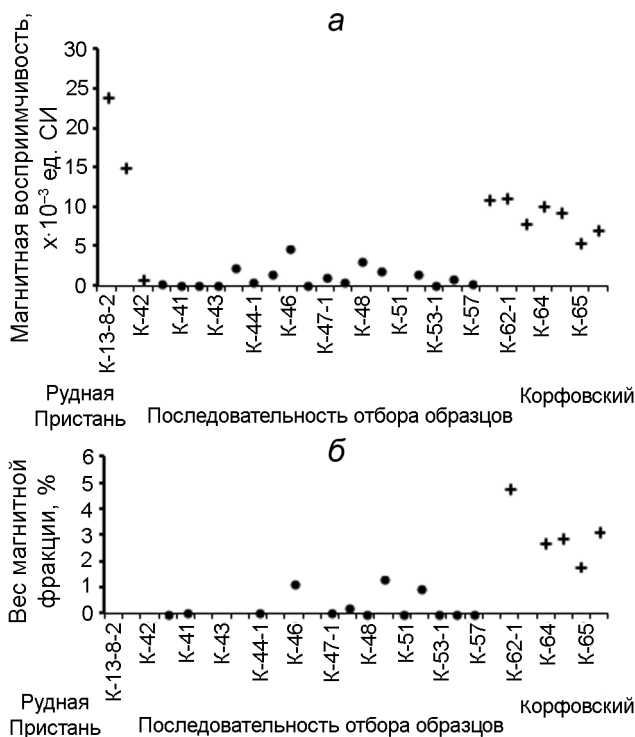


Рис. 8. Изменение магнитной восприимчивости магматических пород (а) и веса магнитной фракции (б) по маршруту с. Рудная Пристань—карьер Корфовский.

Условные знаки см. рис. 5.

породами дацитового состава, выполняющими, предположительно, вулканическую жерловину. Породы структурно и текстурно невыдержанны и интенсивно гидротермально изменены (эпидотовые пропилиты), вследствие этого имеют низкую магнитную восприимчивость, но в шлифах фиксируются обильные псевдоморфозы по магнетиту, замещенному гидроксидами железа. На побережье Японского моря южнее с. Рудная Пристань вулканические породы прорваны гранитами и гранодиоритами Бринеровского массива (т.н. 13-8-2, 13-8-4). Это свежие породы – типично магнетитовая серия с высокой магнитной восприимчивостью, высоким содержанием рудного минерала, преимущественно магнетита, и с низкой железистостью темноцветных минералов.

По направлению к г. Дальнегорску, в левом борту р. Рудная, местами отмечается делювий вулканических и субвулканических пород, но в значительной мере подверженных гидротермальным изменениям и выветриванию. В т.н. К-42, непосредственно в русле р. Рудная, обнажены относительно свежие кристаллокластические игнимбриты с магнитной восприимчивостью $(0.7–2.4) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, характерной для переходной зоны магнетитовой серии. Далее вверх по

р. Рудная магнетитовая серия сменяется ильменитовой (К-44-1, $MS = 0.4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ).

В Дальнегорском гранитном массиве, вскрытом на глубине скважинами, судя по низкому соотношению и повышенной железистости темноцветных минералов (прил. 4, 5), граниты и гранодиориты относятся к ильменитовой серии. Сходный состав имеют интрузивные породы и другие магматические образования по ходу (рис. 8).

На западном обрамлении ильменитовой зоны на границе с Ханкайским массивом андезиты и отдельные интрузивные массивы сильно выветрелые, поэтому отнесение их к магнетитовой серии сделано достаточно условно.

В направлении по трассе г. Спасск-Дальний – п. Корфовский редкие выходы гранитов и вулканических пород, включая монциты Корфовского карьера, относятся к магнетитовой серии и образуют западное обрамление ильменитовой зоны (рис. 8).

А на южном, Приморском окончании орогенного пояса, в сторону поселков Преображение и Киевка, расположенных на побережье Японского моря, ширина ильменитовой зоны сужается до 45 км, но окончательного выклинивания её не происходит. Восстановленные породы на этом участке с обрамлением из пород магнетитовой серии погружаются под шельфовые отложения Японского моря. Положение восточной границы ильменитовой и магнетитовой серий на этом участке было ранее зафиксировано [4] и хорошо подтверждается нашими геохимическими данными (рис. 9).

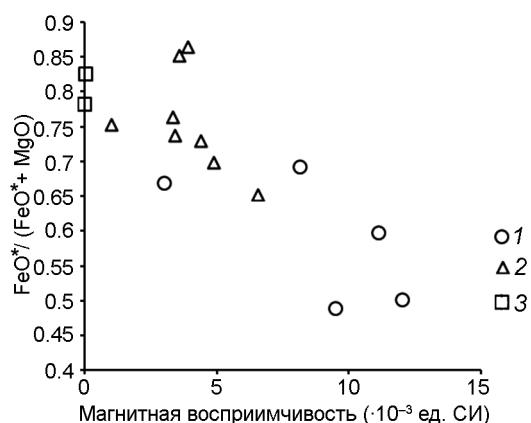


Рис. 9. Соотношение магнитной восприимчивости и железистости биотита интрузивных пород по береговому маршруту в зоне перехода от магнетитовой серии к ильменитовой.

1–3 – гранитные массивы: Бринеровский (1), Валентиновский (2) и Пограничный (3); 1–2 – магнетитовая серия, 3 – ильменитовая серия.

Северное выклинивание ильменитовой зоны магматических пород происходит на широте г. Комсомольск-на-Амуре (рис. 1, 10). На этом участке было проведено практически площадное картирование с полным опробованием всех магматических пород. Кроме измерений вдоль дорог г. Комсомольск-на-Амуре – п. Высокогорный, и п. Высокогорный – бухта Сизиман, были определены магнитная восприимчивость и состав темноцветных минералов для значительной по объему серии проб (геолого-съёмочные работы 2016–2018 гг. в пределах листа М-54-ХIII, прил. 1, 4, 5). Овальная с заливами форма границы ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород контролируется таким же по форме дугообразным разломом, сопровождаемым пластинчатыми телами серпентинизированных ультрабазитов. Юрский самаркинский аккреционный комплекс и раннемеловые отложения, вмещающие граниты, на этом участке сменяют субмеридиональное простирание на широтное, при этом меловые отложения погружаются под углами около 45° под юрские отложения, свидетельствуя о взбросо-надвиговой природе дугового разлома (рис. 11). Зона шарнира складки и дугового разлома в значительной мере контролирует также распределение и ориентировку разновозрастных (готерив–палеоген) гранитных массивов.

В Нижнем Приамурье, на север от широты поселка Высокогорный, вулканические и плутонические породы представлены, судя по соотношению окисного и закисного железа, исключительно магнетитовой серией [21, 24]. Детальные петрофизические, геохимические и минералогические исследования, проведенные по маршрутам п. Высокогорный–бухта Сизиман, и г. Комсомольск-на-Амуре–п. Де-Кастри, подтвердили исключительное распространение на этом фланге Сихотэ-Алиньского орогенного пояса магматических образований магнетитовой серии. Петрофизические исследования также указывают на принадлежность магматических пород Нижнего Приамурья к магнетитовой серии [32, 34].

Состав и структура контактовой зоны перехода от ильменитовой серии к магнетитовой имеют большое значение для понимания природы этих образований. Детально она изучена на северном выклинивании ильменитовой зоны, контакт ее с магнетитовой серией здесь пересекает Аксакинский интрузив гранитов. Аксакинский интрузив представляет собой монокристаллическое тело площадью 40 км^2 , сложенное однотипными крупнозернистыми лейкократовыми гранитами с редким биотитом (рис. 11).

Основной объем Аксакинского массива сложен гранитами магнетитовой серии (магнитная восприимчивость – $0.7\text{--}9.5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, вес магнитной фрак-

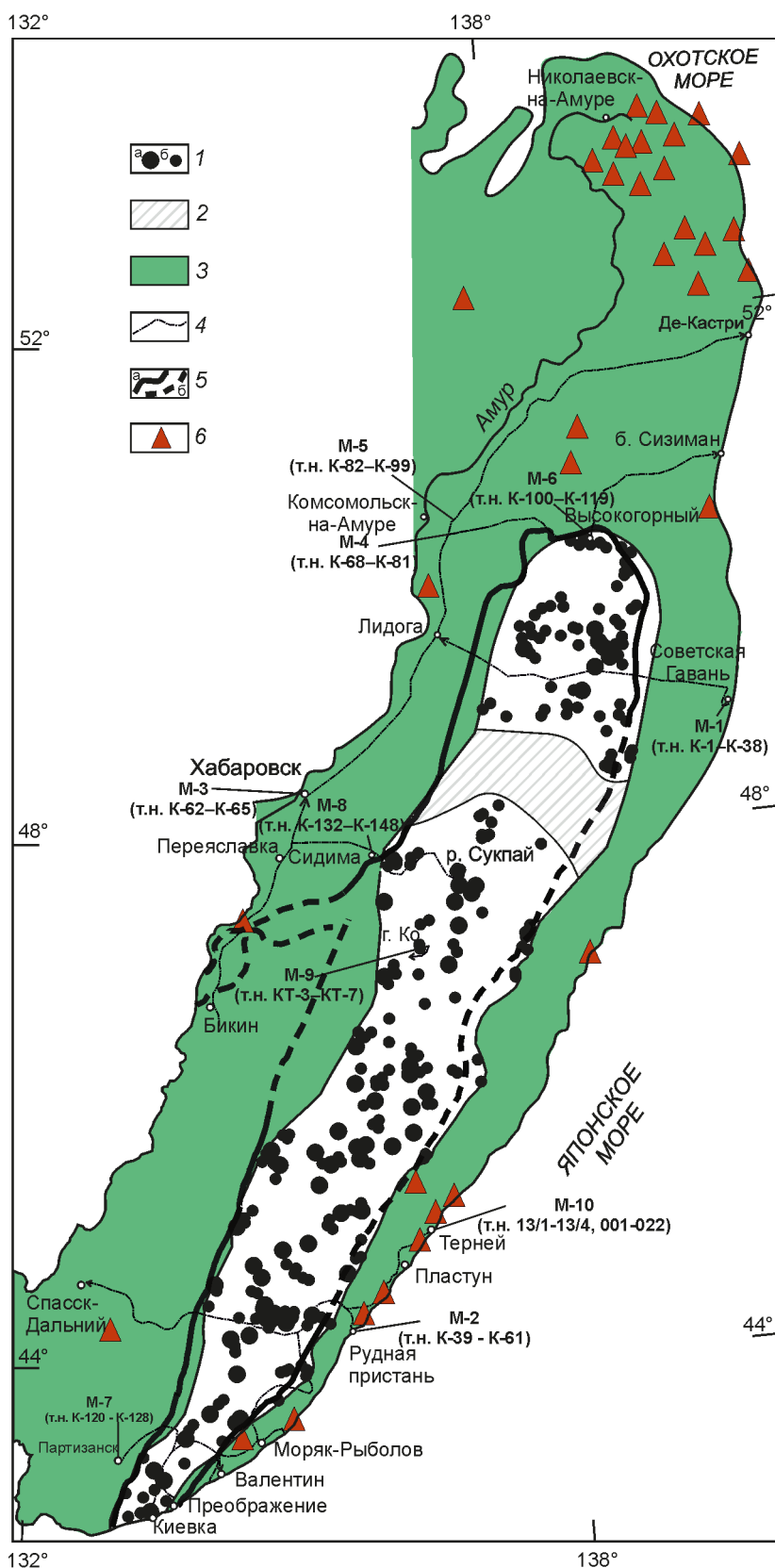
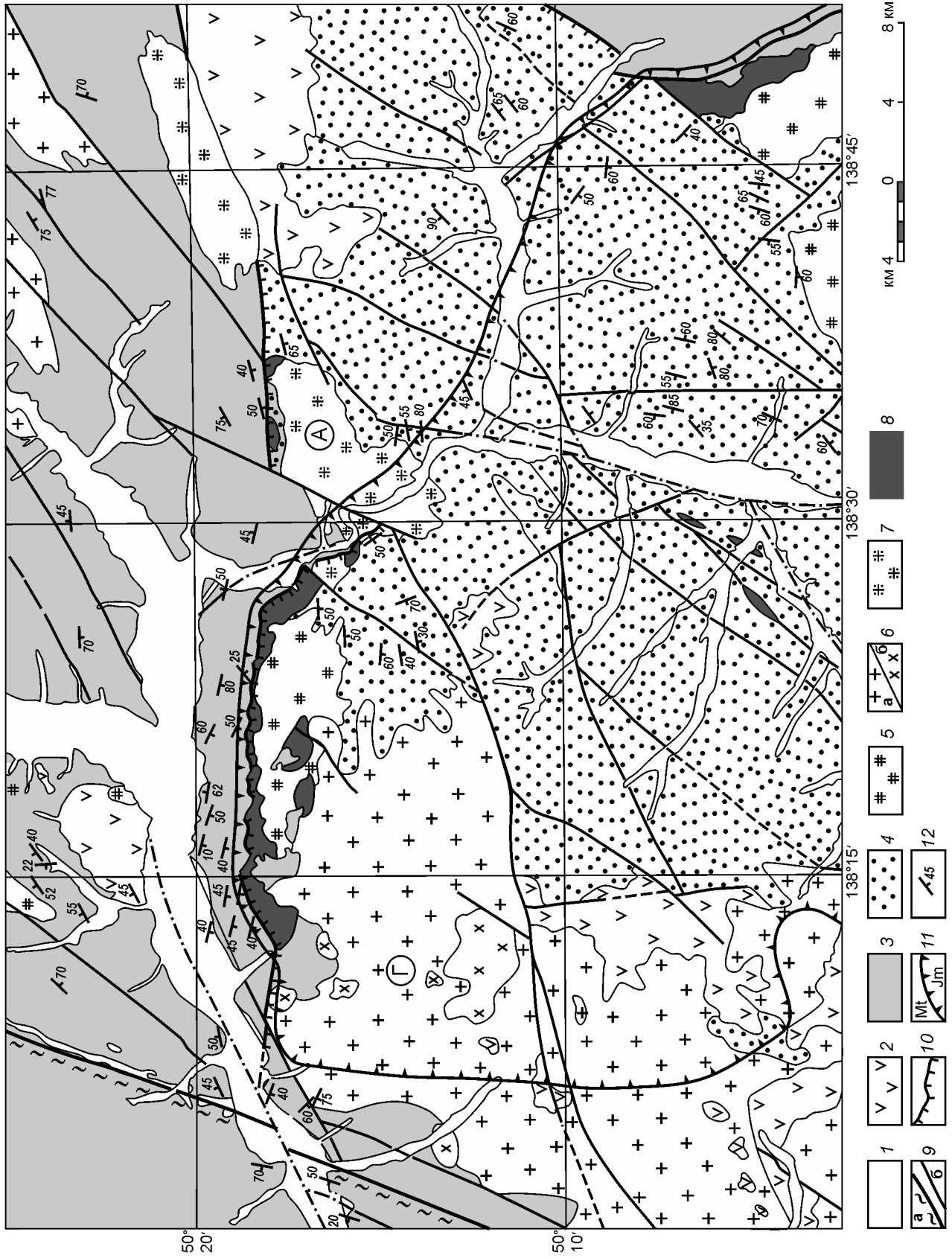


Рис. 10. Схема распределения магматических пород магнетитовой и ильменитовой серий с элементами металлогении и схемой опробования.

1 – область преимущественного распространения пород ильменитовой серии с месторождениями (а) и проявлениями (б) Sn, и Sn-W; 2 – область с промежуточными характеристиками окислительных условий (?) с медно-порфировыми и Au-Ag рудопроявлениями; 3 – область преимущественного распространения пород магнетитовой серии, специализированная на Au-Ag эпитермальные и Cu (Mo) порфировые месторождения и проявления; 4 – маршруты опробования магматических пород: М-1 – г. Советская Гавань–с. Лидога (т.н. К-1–К-38); М-2 – с. Рудная Пристань–г. Спасск-Дальний (т.н. К-39–К-61); М-3 – г. Бикин–г. Хабаровск (т.н. К-62–К-65); М-4 – г. Комсомольск-на-Амуре (330 км) – п. Высокогорный (т.н. К-68–К-81); М-5 – г. Комсомольск-на-Амуре–п. Де-Кастри (т.н. К-82–К-99); М-6 – п. Высокогорный– бухта Сизиман (т.н. К-100–К-119); М-7 – г. Партизанск–с. Валентин (т.н. К-120 – К-128); М-8 – п. Сидима – п. Сукпай (т.н. К-132–К-148); М-9 – г. Ко (т.к. КТ-3–КТ-7); М-10 – п. Терней–с. Киевка (т.н. 13/1–13/4; 001 – 022); 5 – граница ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород (а) и предполагаемое Бикинское продолжение ильменитовой зоны, образованной Хунгарийскими гранитами S-типа (б); 6 – залежи высокоглиноземистых вторичных кварцитов.



ции – 2–6.6 %). Северо-западный выступ шириной 800 м и юго-восточный фланг шириной 200 м образован аналогичными лейкократовыми гранитами, но ильменитовой серии практически с нулевой магнитной восприимчивостью, с редкими зернами рудного минерала. Ширина переходной зоны составляет первые десятки метров.

На северо-западном закруглении ильменитовой зоны располагается крупный (площадь около 150 км²) Гарбилинский массив гранитов. На его северо-восточном фланге состав пород отвечает ильменитовой серии, а на западе такие же по структуре и петрографическому составу граниты в интервале 100–150 м постепенно приобретают черты магнетитовой серии с высокой магнитной восприимчивостью и высоким содержанием магнетита.

Далее на юг от Гарбилинского массива граница ильменитовой и магнетитовой серий пересекает Сидиминский гранитный массив, который при ширине выходов 2.5–7.5 км вытянут в меридиональном направлении на 25 км. Северный фланг массива – типично магнетитовая серия $(5.6–16.0) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), а южный – ильменитовая серия $(0.01 \cdot 10^{-3})$ ед. СИ); рудный минерал составляет соответственно – 2.5 % – единичные знаки.

В заключение данного раздела отметим: восточная зона магматических пород магнетитовой серии простирается параллельно береговой линии, и ее западный контакт с породами ильменитовой серии расчленяет окраинно-континентальный магматический пояс независимо от возраста и петрографического состава вулканических и интрузивных образований на прибрежную (внутреннюю, магнетитовую) и внешнюю (ильменитовую) подзоны. Ильменитовая зона в целом простирается так же независимо от химического состава (рис. 12), возраста и условий залегания вмещающих пород (рис. 1), но строго вдоль Сихотэ-Алиньского водораздела, положение её подтверждается независимыми петрофизическими данными [34, 46].

Редкое исключение представляет Приисковский гранитный массив, расположенный на правом борту р. Большая Уссурка к северу от с. Мельничное. Юж-

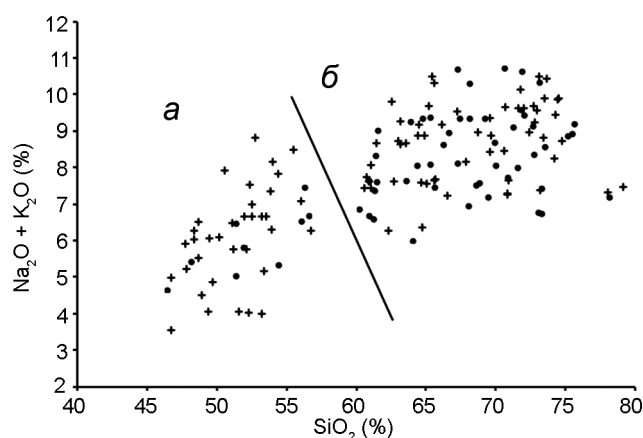


Рис. 12. Диаграмма распределения составов магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Породные группы основного (а) и среднекислого (б) составов.

Отсутствие корреляции между магнетитовой и ильменитовой сериями относительно щелочности и кислотности пород. Условные знаки см. рис. 5.

ная часть интрузии сложена роговообманково-биотитовыми гранитоидами, а северная – биотитовыми порфиroidными гранитами [15]. Южный фланг массива примерно в границах биотит-роговообманковых гранодиоритов по магнитной восприимчивости и весовому содержанию акцессорного магнетита – магнетитовая серия. А северная, гранитная по составу зона, предположительно – ильменитовая серия пород. В пользу такого предположения выступают металлогенические особенности массива: север – это многочисленные месторождения и проявления олова, а южная часть резко выделяется обилием россыпей и коренных проявлений золота [10].

Западная зона пород магнетитовой серии граничит с восстановленными породами ильменитовой зоны преимущественно по Сихотэ-Алиньскому и его оперяющим разломам. На северном Нижне-Амурском фланге Сихотэ-Алиньского орогена (после выклинивания пород ильменитовой серии) восточная и западная зоны пород магнетитовой серии оказались пространственно совмещенными друг с другом. Объективных признаков для их разграничения и обоснования возраста недостаточно.

Рис. 11. Схематичная геологическая карта участка Гурский, составленная по материалам работ на листе М-54-ХIII (2016–2018 гг.) с упрощениями и дополнениями.

1 – аллювиальные отложения; 2 – позднемереловые вулканогенно-осадочные породы (K₂); 3 – раннемереловые осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы; 4 – юрский аккреционный комплекс; 5 – высокоглиноземистые (хунгарийские) граниты (K₁); 6 – позднемереловые граниты (а) и гранодиориты (б) I типа (Г – Гарбилинский массив); 7 – палеогеновые лейкократовые граниты I типа (А – Астахинский массив); 8 – рассланцованные и серпентизированные аллохтонные ультрабазиты; 9 – разломы: Центрально-Сихотэ-Алиньский (а) и оперяющие (б); 10 – Гурский взбросо-надвиг; 11 – граница магнетитовой и ильменитовой серий магматических пород; 12 – элементы залегания слоистости.

Отмеченная зональность окислительных условий находит отражение в геофизических полях [16, 17, 33, 34]. Области распространения пород ильменитовой серии соответствуют Сихотэ-Алиньский гравитационный минимум, магнитное поле отрицательного знака, а также область повышенной мощности земной коры. Напротив, аномалии гравитационного и магнитного полей положительного знака и область пониженной мощности земной коры соответствуют зонам с окислительными условиями образования (магнетитовая серия).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Экспериментальные данные и материалы по конкретным магматическим комплексам [3, 22] свидетельствуют, что окислительно-восстановительный режим формирования магматических пород определяется составом флюидной фазы, P-T условиями, и, главным образом, активностью кислорода. С фугитивностью кислорода связано валентное состояние поливалентных элементов, а валентные формы резко различаются активностью в геохимических процессах и в зависимости от окислительных условий создают определенную специализацию на те или иные элементы, в частности, рудные.

Сихотэ-Алиньский магматический пояс сложен интрузивными и вулканогенными породами различного формационного состава с возрастом от раннего мела по кайнозой включительно. Формирование магматических образований происходило на фоне окислительно-восстановительных условий, обусловивших разделение интрузивных и вулканических пород на магнитную (магнетитовую) и слабомагнитную (ильменитовую) серии. Эта зональность не зависит от глубины кристаллизации пород, их формационной принадлежности, петрографического состава и возраста магматических пород.

Прямых данных о времени возникновения фронта окислительных и восстановительных условий нет. Если судить по возрасту окисленных и восстановленных магматических пород, то дифференциация окислительных условий произошла в орогенную стадию после выплавления и кристаллизации хунгарийских высокоглиноземистых гранитов (ильменитовая серия). Выходы хунгарийских гранитов тяготеют к границе магнетитовой и ильменитовой серий, но не известно ни одного прецедента, чтобы эта граница пересекала какой-либо из выходов высокоглиноземистых гранитоидов. Можно предположить, что в хунгарийское время (готерив–апт), по-видимому, существовала исключительно зона с восстановительным флюидным режимом, и лишь в послехунгарийское время в

обрамлении ильменитовой зоны возник фронт с окислительным составом флюидной фазы. В Центральных Андах подобная унаследованность пространственно прослеживается с триасово-юрского периода по настоящее время [26, 46].

Менее понятны и остро дискутируются вопросы тектонических и физических условий возникновения окислительных условий и, особенно, восстановительного флюидного фронта. По мнению А.А. Кадика [11], для мантии характерен восстановленный состав флюида. В то же время субдукция окисленных литосферных плит [12] рассматривается как один из главных механизмов повышения фугитивности кислорода в верхней мантии. Существуют также представления о влиянии состава вмещающих пород на состав флюидной фазы [43]. Подразумевается, что вмещающие породы, насыщенные органическим углеродом, восстанавливают флюиды и ответственны за образование ильменитовой серии магматических пород на фоне магнетитовой. Такому решению проблемы окислительно-восстановительных условий противоречит целый ряд фактов. Во-первых, границы ильменитовой и магнетитовой серий имеют региональное распространение. Так, ильменитовая зона Сунгари-Селитканского пояса при ширине до 150 км протягивается на 600 км, а вместе с Сихотэ-Алиньским поясом протяженность ее составляет 1500 км. Параметры зоны магнетитовой серии магматических пород даже превосходят параметры зоны пород ильменитовой серии [24]. Выходы близких по возрасту (K_1 - K_2) магматических пород магнетитовой серии прослеживаются почти непрерывной полосой от Китая до Чукотки и далее на Аляску. Естественно, что при таких площадных параметрах вмещающими породами для ильменитовой и магнетитовой серий является весь спектр пород по архей включительно и такое же петрографическое и формационное разнообразие вмещающих терригенных и кристаллических образований. Так, например, для южного сегмента ильменитовой серии Сунгари-Селитканского магматического пояса, включающего Хингано-Олонойскую, Каменушинскую, Яуринскую и Таланджинскую вулканические структуры, вмещающими породами являются кристаллические породы Буреинского массива (палеозойские гранитоиды и архейские и протерозойские метаморфические породы), а для северного ее продолжения (Баджальская, Ям-Алиньская и Эзопская вулканические зоны) – юрский аккреционный комплекс [24]. Добавим, что граница магнетитовой и ильменитовой серий нередко пересекает абсолютно однородные в возрастном и петрографическом отношении тела гранитов и вулканических покровов, отмеченные также [40].

Области выходов пород ильменитовой серии, независимо от преимущественного распространения в них плутонических или вулканических пород, выделяются на фоне магнетитовой зоны контрастным гравитационным минимумом и повышенной мощностью земной коры [17, 21, 24]. Заметим также, что ось ильменитовой зоны в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе на значительном своем продолжении совпадает с осевой частью Самаркинского террейна, сложенного выходами юрских хаотических комплексов с гидротектонитами и олистостромами, с глыбами и аллохтонными пластинами пород различного возраста, состава и структуры. Самаркинский террейн совместно с Наданьхада-Бикинским, Хабаровским и Баджалским аналогами образуют гигантскую Z-образную синсдвиговую складку с субвертикальными шарнирами [7, 14, 38, 44]. Северо-восточный замок складки («Гурская петля») [7] расположен в водораздельной части Сихотэ-Алиня на широте г. Комсомольска (рис. 11).

Зона дугового разлома в значительной мере контролирует распределение и ориентировку гранитных массивов и окислительно-восстановительные условия их формирования. Интрузии ильменитовой серии хунгарийских высокоглиноземистых гранитов оказались полностью в зоне с восстановительным флюидным режимом, а граниты Аксакинского и Гурского интрузивных массивов, также расположенные в зоне, прилегающей к Гурского взбросу, оказались разделенными на ильменитовую и магнетитовую подзоны. По предварительным данным, в южном направлении, примерно от широты п. Сидима, в сторону Наданьхада-Алчанской петли прослеживается полоса интрузивов мелового возраста, западные массивы, расположенные на правом берегу р. Усури, судя по соотношению окисного и закисного железа, относятся к ильменитовой серии, а к востоку, включая вулканы Алчанской зоны, породы ильменитовой серии обрамляются магнетитовой серией.

Остались слабо изученными окислительные условия формирования магматических пород в районе, примыкающем к Наданьхада-Алчанскому шарниру Z-образной региональной структуры, потому что в пределах северо-западного ее крыла (Сунгариселитканский вулканический пояс) ильменитовая зона в южном направлении постепенно сужается и на границе с Китаем полностью выклинивается [24]. Однако еще южнее вблизи южного шарнира складчатой структуры, судя по химическому составу вулканических пород [35], ильменитовая зона имеет снова продолжение. На этом участке на восточном фланге Биоцинской структуры вулканические породы форми-

ровались в условиях восстановительного флюидного режима, а на западном фланге – в условиях окислительного режима. Судя по соотношению окисного и закисного железа граница ильменитовой и магнетитовой серий пересекает и Мулинскую вулканогенную структуру.

Таким образом, можно предположить, что окислительные условия в значительной мере наследуют структуру орогенного пояса, возникшего на период образования раннемеловых окраинно-континентальных магматических комплексов юга Дальнего Востока.

Окислительно-восстановительные условия, определяемые фугитивностью кислорода, являются важнейшей характеристикой термодинамического состояния магматогенно-рудных систем. Особенно велико влияние окислительных условий на активность элементов с переменной валентностью [3]. Валентные формы, как правило, резко различаются химической активностью и растворимостью в расплавах и растворах. Например, растворимость Sn^{2+} на порядок выше растворимости Sn^{4+} [26], при этом Sn^{2+} может существовать в расплаве в растворенном виде только в восстановительных условиях [2, 6, 26]

Основными концентраторами олова в магматических породах является биотит, и, в определенных условиях, роговая обманка и сфен, при этом содержание олова в биотитах и роговых обманках резко возрастает с увеличением их железистости.

По экспериментальным данным, медь [3] и молибден [48] ведут себя диаметрально противоположно олову. В восстановительных условиях медь находится в расплавах преимущественно в одновалентной форме, и растворимость ее при этом крайне низкая. В окислительных условиях доля Cu^{2+} и ее растворимость в расплавах резко возрастает. По результатам геохимических исследований, распределение содержания Cu и Sn в магматических породах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса находятся в соответствии с экспериментальными данными (табл.).

С магматическими образованиями Сихотэ-Алиньского орогенного пояса пространственно и во времени связаны многочисленные гидротермальные проявления и месторождения различных металлов. На схеме (рис. 10) околонтурены все месторождения и

Таблица. Среднее содержание Cu , Ag и Sn в магматических породах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, в скобках – количество проб.

| Серии | Ag, г/т | Cu, г/т | Sn, г/т |
|--------------------|-----------|------------|-----------|
| Ильменитовая серия | 0.99(47) | 19.34 (49) | 3.01 (49) |
| Магнетитовая серия | 1.21 (57) | 36.5 (63) | 1.72 (65) |

проявления олова и олова с вольфрамом. При ее построении были использованы карты полезных ископаемых Хабаровского края и Приморского края миллионного масштаба [10, 13]. Плотность проявлений и месторождений оказалась достаточно высокой, поэтому уверенно выделилась внешняя граница, за пределами которой проявления литофильной минерализации отсутствуют полностью. Оловянные и олово-вольфрамовые месторождения и проявления образуют в осевой части Сихотэ-Алиньского свода выдержанную по площади полосу протяженностью 700 км при ширине до 200 км.

На этой же схеме вынесены границы магматических пород магнетитовой и ильменитовой серий. Нетрудно заметить, что оловянная и олово-вольфрамовая минерализация полностью контролируется зоной распространения восстановленных пород ильменитовой серии. На северном Сихотэ-Алине, примерно на широте г. Комсомольск-на-Амуре, происходит замыкание зоны пород ильменитовой серии, и одновременно исчезают проявления олова и вольфрама.

В пределах пояса доминирует оловянная минерализация, проявления и месторождения вольфрама концентрируются, главным образом, в южной половине пояса и на его западном фланге.

Олово-вольфрамовый пояс обрамляется породами магнетитовой серии с проявлениями и месторождениями халькофильной группы: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo. В отличие от олова эти элементы полигенны и нередко ассоциируют с оловом и ильменитовой серией магматических пород. Однозначный контроль халькофильной минерализации магматическими породами магнетитовой серии проявляется на формационном уровне. Так, например, все многочисленные эпitherмальные золото-серебряные месторождения и проявления концентрируются исключительно в зоне магматических пород магнетитовой серии, это же относится к проявлениям медно-порфирирового типа. В этой связи следует отметить, что в пределах Сихотэ-Алиньского свода, на широте 48° – $48^{\circ}40'$ выделяется поперечная зона, полностью лишенная оловорудной минерализации. Эта аномалия, скорее всего, не связана с недостаточной изученностью металлогении этого участка Сихотэ-Алиня по следующим обстоятельствам. Во-первых, этот район выделяется относительно повышенными значениями магнитного поля [17], кроме того, здесь известны многочисленные проявления медно-порфирирового типа минерализации, а также Au-Ag эпitherмальные проявления адуляр-гидрослюдистого типа [18], характерные для районов развития магматических пород магнетитовой серии.

Металлогеническая и геохимическая зональность хорошо согласуются с характером площадных гидротермальных изменений пород. Для ильменитовой серии магматических пород с литофильной минерализацией характерны более высокотемпературные гидротермальные изменения, например, площадная биотитизация с тонкочешуйчатым биотитом [31]. Высокотемпературная и среднетемпературная пропилитизация и грейзеновые изменения в этих породах имеют более локальное распространение, главным образом в пределах рудных месторождений и проявлений.

Для магнетитовой зоны типичны обширные поля пропилитизированных пород эпидотовой или хлорит-карбонатной фаций и, как правило, с высокими содержаниями вторичных минералов. Породы магнетитовой серии на отдельных участках подвержены интенсивной цеолитизации, чаще всего это горизонты стекловатых пород (витрофирные туфы и игнимбриты со слабо сваренными структурами основной массы).

Исключительной принадлежностью пород магнетитовой серии являются залежи вторичных кварцитов, нередко образующих надрудную зону золото-серебряных и реже медно-порфирировых месторождений (рис. 10). С севера на юг парагенезисы минералов вторичных кварцитов, особенно вблизи границы с породами ильменитовой серии, становятся более высокотемпературными, появляется андалузитовая и даже корундовая фации. На северном окончании орогенного пояса, там, где происходит полное выклинивание ильменитовой зоны, вторичные кварциты представлены преимущественно низкотемпературными фациями (диккитовая и диккит-алунитовая) [23, 28].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сихотэ-Алиньский магматический пояс сложен интрузивными и вулканогенными породами различного формационного состава с возрастом от раннего мела по кайнозой включительно. Формирование магматических пород происходило на фоне четко выраженной зональности окислительно-восстановительного флюидного режима. Дифференцированный в пространстве флюидный поток возник в раннем мелу и существовал стационарно по палеоген включительно (возможно включал и неоген-четвертичный период). С флюидным составом связана редокс-реакция $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$ и других поливалентных элементов, включая многие рудные. Изменение валентности железа накладывает определенный отпечаток на геохимические особенности магматических пород, кристаллизующихся на этом фоне (железистость темноцветных минералов, количество и состав магнетита и ильменита), что позволяет дополнительно классифициро-

вать магматические породы условно на магнетитовую и ильменитовую серии. Этот тип зональности не зависит от глубины кристаллизации пород (интрузивные, субвулканические, вулканические), их возраста (в границах орогенного этапа), щелочности и формационного состава.

Осевую зону пояса протяженностью 700 км образуют породы ильменитовой серии. Эти магматические образования характеризуются незначительными, а чаще следовыми содержаниями рудного минерала, представленного ильменитом и магнетитом, низкой магнитной восприимчивостью, повышенной железистостью биотита и амфибола, резким преобладанием в химическом составе пород и минералов закисной формы железа над окисной. С востока и запада ильменитовая зона обрамляется магматическими породами магнетитовой серии с весовыми содержаниями рудного минерала, представленного магнетитом, реже ильменитом. Биотит и роговая обманка в породах магнетитовой серии отличаются пониженным содержанием железа. Для гранитоидов и вулканических пород магнетитовой серии характерна высокая магнитная восприимчивость.

Выходам пород ильменитовой серии отвечает выдержанный по площади гравитационный минимум, повышенная мощность земной коры, а для полей распространения магматических образований магнетитовой серии, соответственно, – повышенные значения гравитационного поля, пониженная мощность земной коры и относительно повышенные значения магнитного поля.

С зональностью окислительных условий совпадает геохимическая специализация магматических пород и тесно связанная с последней металлогения Сихотэ-Алинского орогенного пояса. В субмеридиональную зону распространения пород ильменитовой серии полностью вписывается ореол распространения проявлений и месторождений олова и сопутствующего олову вольфрама. С породами магнетитовой серии тесно связаны месторождения и проявления, прежде всего, эпитермальные золото-серебряные, а также медно-порфиновые, менее – молибденовые и полиметаллические.

Районы распространения пород ильменитовой и магнетитовой серий отчетливо различаются по формационному составу гидротермально измененных пород. В зоне распространения пород ильменитовой серии отмечается более высокотемпературный состав гидротермальных минералов, а распространение метасоматических образований формации вторичных кварцитов и площадная цеолитизация – исключительная принадлежность пород магнетитовой серии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность академику РАН А.И. Ханчуку (ДВГИ ДВО РАН), В.Г. Невструеву и рецензентам за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и частично в рамках работ по Государственному заданию ФГБУ «ВСЕГЕИ» от 30.12.2016 № 049-00012-17-00, выданному Федеральным агентством по недропользованию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амельченко Г.Л., Голозубов В.В., Волюнец Е.Б., Маркевич В.С. Стратиграфия Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 57–71.
2. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
3. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Кравчук И.Ф., Луканин О.А., Малинин С.Д., Шилобреева С.Н. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. 256 с.
4. Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 199 с.
5. Валуй Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс). Владивосток: Дальнаука, 2014. 246 с.
6. Геология оловорудных месторождений СССР / Гл. ред. С.Ф. Лугов. В двух томах. Т. 1. Геологические основы прогноза, поисков и оценки оловорудных месторождений. М.: Недра, 1986. 332 с.
7. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
8. Гоневчук В.Г., Худоложкин В.О., Гоневчук Г.А. Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий (в связи с проблемой их рудоности) // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 23–30.
9. Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) по биотиту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 16–33.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации, карта полезных ископаемых. 1:1 000 000. Дальневосточная серия. L-(52)53; K-52,53 / Гл. науч. ред. С.В. Коваленко. Приморская ПСЭ, ФГБУ ВСЕГЕИ, 2007.
11. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 96 с.
12. Кадик А.А. Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия. 2003. № 9. С. 928–940.
13. Карта полезных ископаемых Хабаровского края. 1:1 000 000. ФГУГП «Дальгеофизика» / Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. ФГУГП Хабаровск геология, 2004.

14. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
15. Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Орехов А.А., Круг Е.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Шого Аоки, Цуйоши Комя, Ковач В.П., Серов П.А. Раннемеловые гранитоиды и монзонитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): геохимические особенности и источники расплавов // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 30–49.
16. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1969. 24 с.
17. Меркулова Т.В., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительные процессы в мезозойско-кайнозойских вулканоплутонических системах и их роль в формировании региональных гравитационных и магнитных аномалий Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 112–124.
18. Минина О.В., Мигачев И.Ф., Звездов В.С. Прогнозно-металлогеническое районирование южной части Дальневосточного региона на медно-порфировое оруденение // Отеч. геология. 2019. № 1. С. 35–49.
19. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П., Гурович В.Г. О двух типах вулканоплутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 5. С. 1186–1188.
20. Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1990. Т. 9, № 3. С. 69–77.
21. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1992. Т. 11, № 6. С. 31–42.
22. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
23. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 164 с.
24. Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
25. Мишин Л.Ф., Кириллова Г.Л., Меркулова Т.Г., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительные условия формирования постколлизийного магматизма и металлогении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 4. С. 3–12. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-4-3-12
26. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 236 с.
27. Олейников А.В. Дискуссия по статье: Лихт Ф.Р. Условия залегания и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 55–67.
28. Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропициты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. Новосибирск: Наука, 1974. 163 с.
29. Печерский Д.М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Магнитные свойства изверженных пород. Магадан, 1964. С. 6–158.
30. Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // Зап. ВМО. 1993. Т. СХХII, № 4. С. 18–34.
31. Размахнин Ю.П., Размахнина Э.М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловянных полей Сихотэ-Алиня // Геология руд. месторождений. 1973. № 1. С. 126–144.
32. Романовский Н.П. Магнитная восприимчивость рудоносных гранитоидов Приамурья // Геология руд. месторождений. 1975. Т. 17, вып. 5. С. 97–101.
33. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л. О мантийной природе зон разуплотнения притихоокеанских орогенных сооружений // Тихоокеан. геология. 1984. Т. 3, № 2. С. 87–89.
34. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 192 с.
35. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
36. Саядан Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Кричного золоторудного поля. Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса. Владивосток: ДВГИ, 1996. С. 93–105.
37. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды батолитовых поясов Северо-Востока Верхояно-Колымских мезозоид. Якутск, 2013. 188 с.
38. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.
39. Douglas R.W., Nath P., Paul A. Oxygen ion activity and its influence on the redox equilibrium in glasses // Phys. Chem. Glasses. 1965. V. 6, N 6. P. 216–223.
40. 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.
41. Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous plutonic province: Ilmenite/magnetite-series granitoids and intrusion-related mineralization // Res. Geol. 2004. V. 54, N. 3. P. 253–280.
42. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. 261. P. 250–261.
43. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geol. 1977. N 27. P. 293–305.
44. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian Southeast: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. 120. P. 117–138.
45. Rollinson H. R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation // London Group UK Ltd. Essex, 2013. 344 p.
46. Sato Kohei. Sedimentary crust and metallogeny of granitoid affinity: Implications from the geotectonic histories of the

- Circum-Japan Sea Region, Central Andes and Southeastern Australia // Res. Geol. 2012. V. 62, N 4. P. 329–351.
47. Tectonic map of the Central Asian-Pacific belts junction area / L.P. Karsakov, Chunjing Zhao. Khabarovsk: ITIG FEB RAS, 2001.
48. Tucker M.D., Barton L.L., Thomson B.M. Reduction and immobilization of molybdenum by *Desulfovibrio desulfuricans* // J. Environ. Qual. 1997. 26. P 1146–1152.
49. Zhao P., Jahn B., Xu B. Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to Early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East): implications for the regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2017. 146. P. 283–401.

*Рекомендована к печати В.Г. Хомичем
после доработки 20.11.2019 г.
принята к печати 22.01.2020 г.*

*L.F. Mishin, E.A. Konovalova, Yu.V. Taltykin, V.O. Krutikova, S.N. Dobkin, Yu.Yu. Yurchenko,
A.V. Shtareva*

Redox conditions and related geochemical and metallogenic zonation of igneous formations of the Sikhote-Alin orogenic belt

The valency state largely determines the activity of polyvalent elements in the geochemical processes. The change in valency depends on many factors, but the main thing is the redox conditions of the magma formation environment. A reliable and available indicator of redox conditions that determine a whole range of mineralogical, geochemical, and physical parameters such as the iron content of dark-colored minerals, the composition of the ore mineral (magnetite-ilmenite), the weight of the ore fraction, and the magnetic susceptibility, is the ratio of ferrous and ferrous iron in igneous rocks. Based on the above characteristics, zones of development of igneous rocks of the magnetite and ilmenite series are identified in the Sikhote-Alin orogenic belt. All the deposits and manifestations of tin and tungsten known in the Sikhote Alin are associated with the ilmenite series (axial zone of the belt). The ilmenite series rocks are framed by magmatic formations of the magnetite series, epithermal gold-silver and copper-porphyry deposits are associated with them.

Key words: magnetite series, ilmenite series, lithophilic mineralization, chalcophilic mineralization, granites, volcanic rocks, secondary quartzites, propylites, Sikhote-Alin orogenic belt.