

КРЕМНИСТО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ УЗЕЛЬГИНСКОГО КОЛЧЕДАНОНОСНОГО ПОЛЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.В. Масленников, Н.Р. Аюпова

Институт минералогии УрО РАН

456317, Челябинская обл., г. Миасс

E-mail: mas@ilmeny.ac.ru; ayupova@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 2 марта 2006 г.

Кремнисто-железистые породы в колчедановых зонах Южного Урала представлены джасперитами, госсанитами и их марганцовистыми разновидностями – умбритами. Рассмотрены основы придонного преобразования гиалокластитов кислого состава в Si-Fe-образованиях в присутствии карбонатов, органических веществ и сульфидного материала. Минералого-геохимическими исследованиями установлены признаки окремнения гиалокластитов и выноса обычно малоподвижных элементов-гидролизатов (Al, Ti, PЗЭ) с формированием джасперитов. Продуктами гальмиролиза гиалокластитов являлись сначала водные алюмосиликаты, затем водные силикаты Fe и Mn и, наконец, коллоидные Fe-Si-гидрооксидные фазы, при раскристаллизации которых и образовались гематит-кварцевые джаспериты. В формировании хлорит-гематитовых госсанитов, кроме гиалокластов и карбонатных биокластов, принимали участие окислявшиеся сульфиды. Появление умбритов в кровле слоев джасперитов и госсанитов не противоречит современной модели диагенетической дифференциации Fe и Mn в колонке океанических осадков.

Ключевые слова: *колчеданные месторождения, кремнисто-железистые породы, джаспериты, госсаниты, умбриты, гальмиролиз, гиалокластиты, Южный Урал.*

SILICEOUS-FERRUGINOUS ROCKS IN THE UZEL'GA MASSIVE SULFIDE BEARING FIELD, SOUTH URALS

V.V. Maslennikov, N.R. Ayupova

Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS

The siliceous-ferruginous rocks in massive sulfide bearing zones are represented by jasperites, gossanites and their manganous varieties – umberites. The principles of submarine transformation of felsic hyaloclastites and their mixtures with organic substances, carbonaceous and sulfide sediments explaining diversity of oxide-ferruginous sediments were reviewed. Based on results of mineralogical and geochemical researches the model of hyaloclastites silicification and subtraction of usually immobile elements-hydrolysates (Al, Ti, REE) are established during formation of jasperites. The products of halmyrolysis of hyaloclastites exhibited at first as hydroalumosilicates, then as hydro Fe- and Mn-silicates and colloidal Fe-Si-hydroxide phases, during recrystallization of which hematite-quartz jasperites were formed. Hyaloclasts and carbonaceous bioclasts and also oxidizing sulfides took part in formation of chlorite-hematite gossanites. Appearance of umberites in the roof of jasperite and gossanite layers doesn't contradict the modern model of diagenetic Fe and Mn differentiation in the column of ocean sediments.

Key words: *massive sulfide deposits, siliceous-ferruginous sediments, jasperites, gossanites, umberites, halmyrolysis, hyaloclastites, South Urals.*

Введение

Кремнисто-железистые породы широко распространены в колчедановых и марган-

цевоносных осадочно-вулканогенных комплексах Южного Урала [Гаврилов, 1972; Скрипченко, 1972; Пуркин, Денисова, 1987; Масленников, 1991, 1999; Зайков, 1991; Зайкова, 1991;

Зайков и др., 1993; Теленков, Масленников, 1995; Аюпова, Масленников, 2005] и других регионов [Albers, Robertson, 1961; Constantinou, Govett, 1972; Kuypers, Denyer, 1979; Авдонин, Гончарова 1986; Barriga, Fyfe, 1988; Boyle, 1990; Herzig et al., 1991; Davidson et al., 2001; Grenne, Slack, 2003]. Имеются сведения о гидротермально-метасоматическом происхождении некоторых разновидностей гематит-кварцевых пород («яшмокварцитов») [Гаврилов, 1972]. Однако большинством исследователей Урала, в противовес гидротермально-метасоматической модели, развивается концепция их придонного гидротермального или гидротермально-осадочного происхождения [Зайкова, 1991; Зайков, 1991; Жуков, Леонова, 1999; Брусницын, 2001; Старикова, 2001; Брусницын, Кулешов, 2004]. Гораздо меньше работ посвящено гальмиролитической модели формирования апогиалокластитовых кремнисто-железистых пород [Злотник-Хоткевич, 1986, 1989; Пуркин, Денисова, 1987; Масленников, 1991, 1999]. Анализ данных показывает, что многие генетические признаки, которые используются для обоснования той или иной генетической концепции являются конвергентными. Результаты минералогеохимического изучения кремнисто-железистых пород, широко представленных в Узельгинском колчеданосном поле Южного Урала, являются предметом рассмотрения в данной статье.

Геологическая позиция

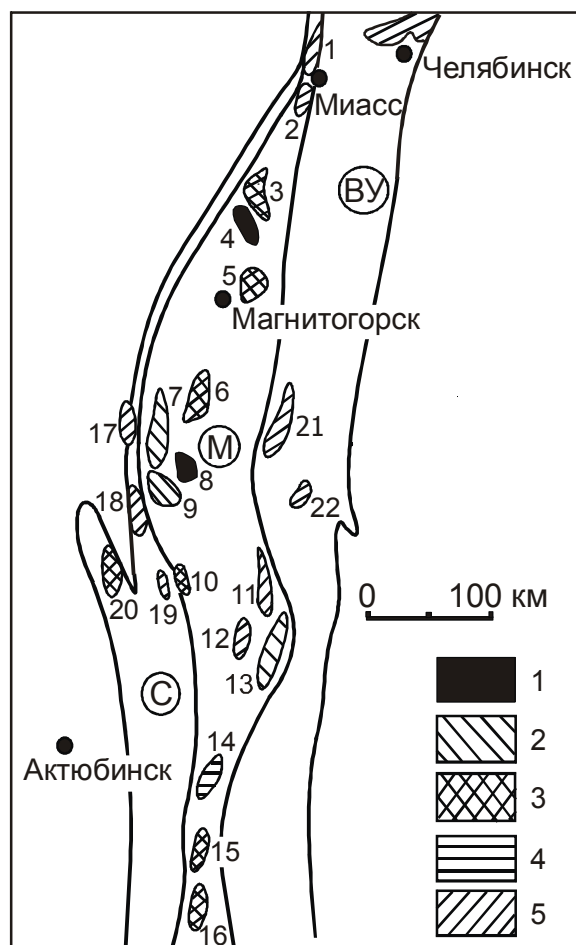
Оксидные кремнисто-железистые образования обычно локализуются в вулканогенно-осадочных комплексах колчеданосных районов Южного Урала. Установлено, что появление кремнисто-железистых образований совпадает с присутствием на этих же литолого-стратиграфических уровнях карбонатных отложений, свидетельствующих о фоновом карбонатном осадконакоплении. Известняки и известковистые отложения являются неперенными спутниками региональных яшмовых и джасперитовых горизонтов (например, бугульгирского D₂gv), содержащих марганцевые руды [Хворова, 1979]. Наблюдаемая ассоциация кремнисто-железистых пород с карбонатсодержащими гиалокластитовыми и сульфидно-гиалокластитовыми ассоциациями подтверждается на примерах колчеданных месторождений Урала (рис. 1). Наиболее известными в этом отношении являются месторождения Подольское, Сибайское, Александринское, Бабарыкинское, Яман-Касинское, Блявинское, Комсомольское, Тал-

Рис. 1. Схема размещения колчеданосных районов на Южном Урале (составлена авторами с использованием материалов Е.С. Контаря, В.А. Прокина, А.Д. Штейнберга и др.).

1 – марганцовистые и высокожелезистые кварц-гематитовые породы; 2 – хлорит-магнетитовые и гематит-кварцевые породы; 3 – умеренно-железистые гематит-кварцевые породы; 4 – маложелезистые яшмы и силициты; 5 – серицитолиты и хлоритолиты.

Рудные районы: 1 – Карабашский, 2 – Миасский, 3 – Учалинский, 4 – Верхнеуральский, 5 – Александринский, 6 – Сибайский, 7 – Баймакский, 8 – Подольский, 9 – Бурибайский, 10 – Гайский, 11 – Теренсайский, 12 – Ащебутацкий, 13 – Домбаровский, 14 – Среднеорский, 15 – Верхнеорский, 16 – Берчогурский, 17 – Юлукский, 18 – Ивановский, 19 – Ишкининский, 20 – Медногорский, 21 – Амурский, 22 – Айдырлинский.

Металлогенические зоны: ВУ – Восточно-Уральская; М – Магнитогорская; С – Сакмарская.



ганское, Узельгинское, XIX Партсъезда, Молодежное, Октябрьское, Юбилейное [Пуркин, Денисова, 1987; Масленников, 1991; Зайков и др., 1993, и др.]. Напротив, на других месторождениях, где известняки или известковистые отложения отсутствуют, кремнисто-железистые отложения, как правило, не встречаются или распространены в незначительных количествах. Нередко их место занимают апогидролитовые хлоритолиты, серицитолиты и силициты, не содержащие окисного железистого материала или содержащие его в незначительных количествах (месторождения Балта-Тау, Барсучий Лог, Озерное, Ташкулинское, Ново-Маканское на Южном Урале; Сафьяновское, им. III Интернационала, Ольховское, Левихинское, Ломовское, Красногвардейское и др. – на Среднем Урале). В других колчеданосных регионах мира наиболее известными примерами являются умбры и апосульфидные охры Кипра и Омана, ассоциирующие с гидроксидными, известняками и сульфидными рудами [Constantinou, Govett, 1972; Fleet, Robertson, 1980; Karpoff et al., 1988; Boyle, 1990].

Результаты исследований базируются на материалах по геологической позиции, строению и вещественному составу кремнисто-железистых пород Узельгинского колчеданосного поля. Основные выводы по петрографическим и геохимическим исследованиям обобщены с учетом данных по кремнисто-железистым образованиям из других колчеданосных районов Южного Урала.

В Узельгинском рудном поле встречаются наиболее заметные по масштабам распространения и разнообразию кремнисто-железистые породы, ассоциирующие с известняками и гидроксидными (рис. 2). В одних случаях они образуют седиментационные ореолы вокруг рудных тел колчеданных месторождений, в других – залегают вне связи с колчеданными залежами. Кремнисто-железистые отложения в Узельгинском рудном поле локализуются на трех литостратиграфических уровнях в разрезе карамыташского комплекса эйфельского возраста (D_2kr) (рис. 3, 4).

Нижний литолого-стратиграфический уровень тяготеет к границе подрудной базальтовой (kr_1) толщи с нижней риодацитовой (kr_2). Здесь встречаются редкие прослои гематитизированных гидроксидов, гематит-кварцевых пород и яшм, и гематит-кварцевые межподушечные заполнения (Молодежное месторожде-

ние). В некоторых случаях слойки хлорит-гематит-кварцевых пород обнаруживаются на южном выклинивании нижней колчеданной залежи Узельгинского месторождения.

Средний уровень располагается на границе средней (kr_2) и верхней (kr_3) толщ карамыташской свиты. На этом уровне мощные слои (от первых сантиметров до 1-2 м) гематитовых и хлорит-гематитовых продуктов субмаринного окисления колчеданных руд распространены в разрезах Молодежного [Масленников, Зайков, 1991] и Чебачьего [Аюпова, Масленников, 2005] месторождений. На Талганском месторождении их место занимают гематит-кварцевые джаспериты [Теленков, Масленников, 1995]. На этом же уровне в разрезах месторождений встречаются отдельные линзы известняков.

Наиболее представительным по распространению кремнисто-железистых отложений является *верхний* уровень, приуроченный к контакту риодацитовой толщи верхней карамыташской (kr_3) свиты с известняками улугауской свиты живетского возраста (D_{2ul}). Вулканогенно-осадочные слоистые пачки этого уровня, содержащие разнообразные по составу кремнисто-железистые породы, образуют латеральные продолжения сульфидных руд на флангах колчеданных залежей Талганского, Узельгинского и им. XIX Партсъезда месторождений. Кремнисто-железистые, карбонатно-железистые и марганцовистые породы переслаиваются с гидроксидными риодацитового состава, обломочными и илистыми карбонатными отложениями. Очень часто кремнисто-железистые образования этого уровня залегают вне литолого-фациальной связи с колчеданными залежами (участки Стабиякский, Северо-Узельгинский, Южно-Молодежный).

В целом, местоположение проекций тел кремнисто-железистых отложений в районе Узельгинского рудного поля контролируется контурами надрудной толщи известняков. За пределами этого контура на некоторых месторождениях (Озерное, Западно-Озерное, Новое) кремнисто-железистые породы не встречаются или обнаруживаются в виде редких прослоев в ассоциации со слабо гематитизированными известковистыми гидроксидными отложениями (рис. 2).

Анализ состава и условий залегания кремнисто-железистых пород позволил выявить потенциальные источники обломочного

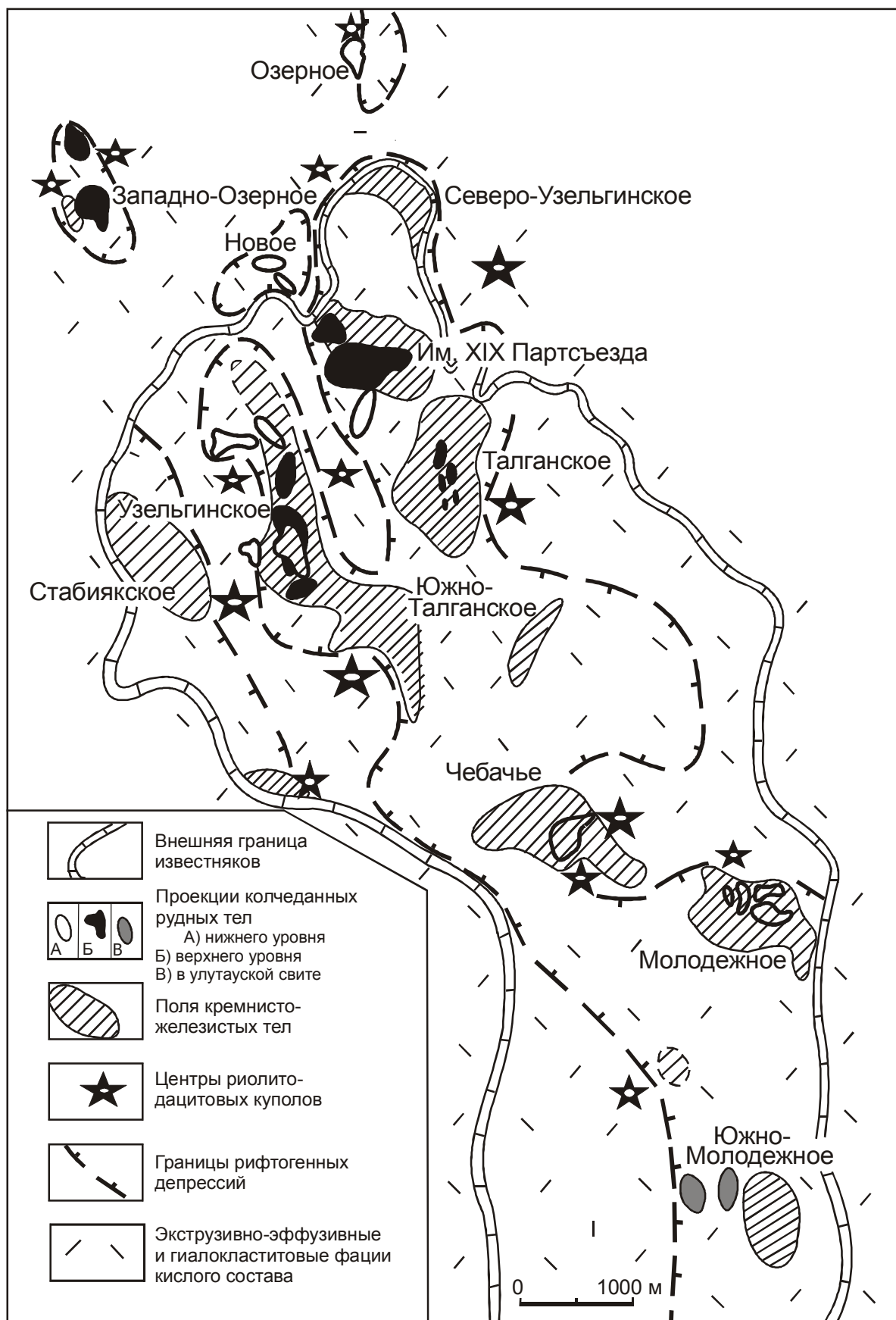


Рис. 2. Карта-схема размещения кремнисто-железистых образований на Узельгинском колчедановом поле (составлена авторами с использованием материалов А.Д. Штейнберга, Г.В. Петрова, В.В. Ямшиковой и др.).

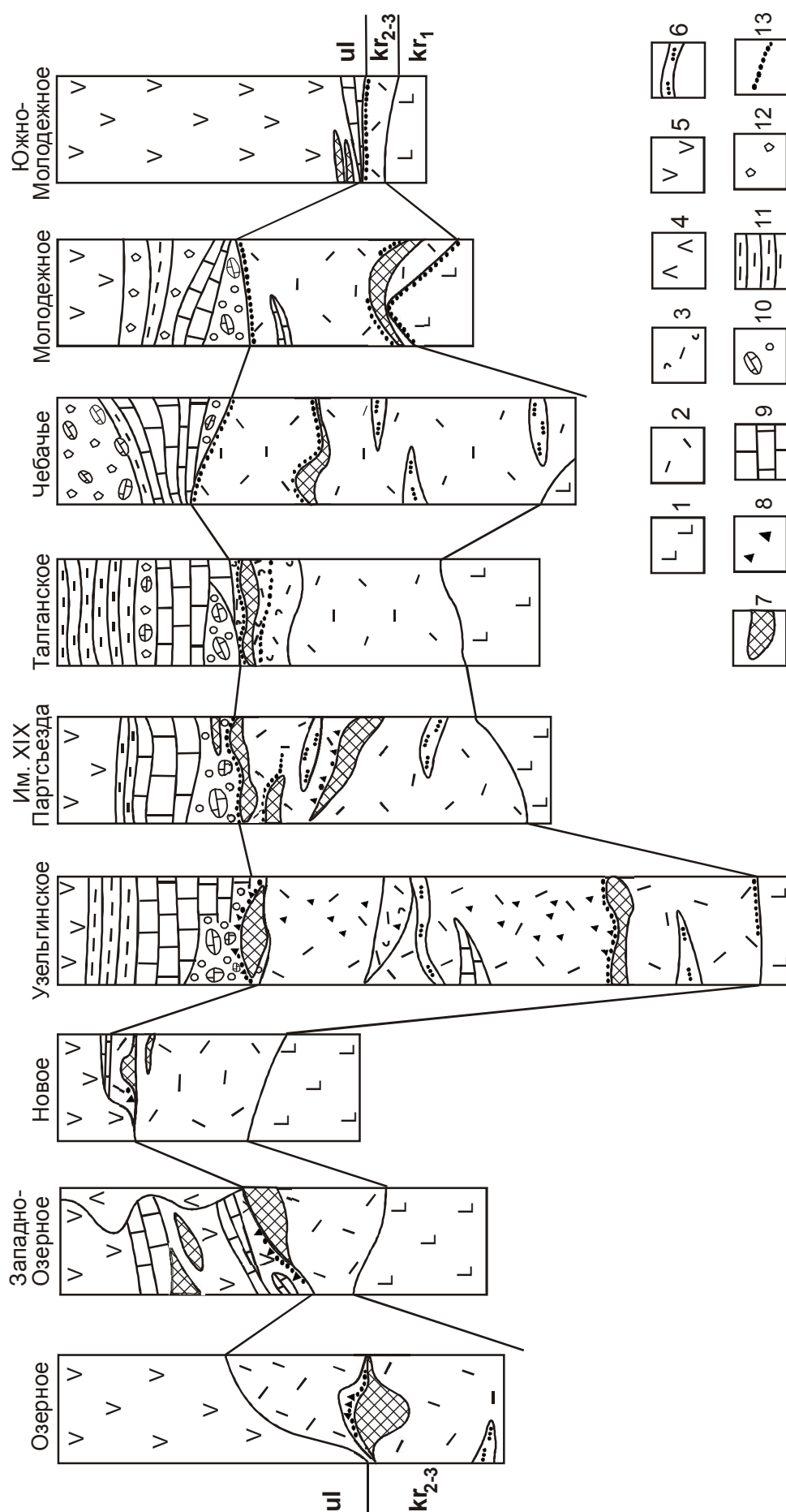


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов и положения в них кремнисто-железистых пород колчеданных месторождений Узельгинского колча-
ноносного поля (составлена авторами с использованием материалов Г.В. Петрова, В.Ф. Рудницкого, В.А. Гаврилова, Е.П. Ширая, И.Б. Серавкина и
В.В. Зайкова).

1 – базальты и их гиадокластиты; 2 – риодациты и дациты, их лавокластиты; 3 – игнимбриовидные риодациты; 4 – андезито-дациты; 5 – андезито-базальты;
6 – вулканокластиты кислого состава и их тефроиды; 7 – колчеданные рудные тела; 8 – рудокласты; 9 – известняки; 10 – вулканокластиты риодацитового состава с
обломками известняков; 11 – кремнистые пелитолиты, силициты; 12 – вулканомиктовые брекчии андезито-базальтового состава; 13 – кремнисто-железистые поро-
ды. Карамалыгашская свита: кг₁ – нижняя базальтовая, кг_{2,3} – средняя и верхняя риодацитовая. ul – улугауская свита.

материала, участвовавшего в осадконакоплении. К таким источникам относятся эффузивно-гиалокластитовые купола кислого и/или основного состава, сульфидные холмы и карбонатные постройки. Кремнисто-железистые отложения, как правило, заполняют аккумулятивные депрессионные участки между этими положительными формами рельефа.

Методы исследований

Основные стадияльно-петрографические и геохимические исследования проводились в Институте минералогии УрО РАН на следующих приборах: микроскоп Olympus B202, микроанализатор JCXA-733 JEOL, растровый электронный микроскоп РЭММА-202 с микроанализатором, атомно-абсорбционный спектрофотометр Perkin-Elmer 3110, дифрактометр ДРОН-2,0.

Определения содержаний рассеянных и редкоземельных элементов в кремнисто-железистых породах проводились на масс-спектрометрах с индуктивно связанной плазмой (VG Plasma-Quad-2c ICP-MS) с анализом как водных растворов пород (Музей Естественной Истории, Англия), так и продуктов абляции с поверхности аншлифов пучком ультрафиолетового лазера (Nd-YAG), имеющим диаметр 80 мкм (Тасманийский Университет, Австралия). Полученные результаты сопоставлялись с опубликованными данными по другим колчеданосным регионам мира.

Генетические типы околорудных кремнисто-железистых пород

Кроме широко распространенных силицитов и яшм, среди кремнисто-железистых пород в колчеданосных районах Южного Урала выделены джаспериты, госсаниты и умбриты. Они различаются по текстурно-структурным особенностям, минеральному составу, положению в разрезе относительно рудных залежей и пространственно-возрастными соотношениями с колчеданными рудами.

Джаспериты

Джаспериты или «яшмокварциты» – оранжевые и темно-красные яшмовидные гематит-кварцевые породы, отличающиеся от яшм брекчиевидными текстурами и признаками замещения гиалокластического материала [Kuypers, De-

nie, 1979; Геосинклинальная..., 1984]. Чаще всего джаспериты встречаются в кровле эффузивно-гиалокластитовых построек базальтового или кислого состава, иногда в ассоциации с яшмами и известковистыми отложениями. Наиболее широко джаспериты представлены на марганцеворудных месторождениях Южного Урала [Теленков, Масленников, 1995; Брусницын, 2001]. Иногда джаспериты локализуются на периферии колчеданных месторождений. Исключением являются подрудные и рудоносные горизонты Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Узельгинское колчеданосное поле).

Джаспериты образуют тела различной формы: жилы и столбы, стратиформные линзы, холмы, пласты и прослои [Зайков, 1991; Зайкова, 1991]. Для оранжево-красных тонкодисперсных гематит-кварцевых джасперитов характерны колломорфные, глобулярные, сферолитовые, кокардовые, пойкилитовые микроструктуры с субпланарными, субпланарно-мелкобугорковыми, субпланарно-оспелыми поверхностями реплик [Масленников, Котляров, 1990]. Скопления гелевых сферул с переменным соотношением Fe и Si могут иметь гидротермально-осадочное происхождение [Зайкова, 1991] или образовываться при выветривании магматических минералов и стекол [Eggleton, Keller, 1982], в том числе и в подводных условиях при смектитизации вулканических пород [Дриц, Коссовская, 1989].

В кремнисто-железистом матриксе джасперитов присутствуют многочисленные псевдоморфозы гематит-кварцевых агрегатов по гиалокластам (рис. 5а) и карбонатным биокластам (рис. 5б). Сглаженно-угловатые, овальные или фьяммевидные гематитизированные гиалокласты с причудливыми ограничениями имеют размер от мельчайших до 1-3 мм. Гиалокласты характеризуются афанитовыми, микрофельзитовыми и гиалопилитовыми микроструктурами, иногда содержат реликты альбита и фенокристаллов кварца. Очень часто перлитовидные, окольчатые и удлиненные фьяммевидные микрофрагменты гиалокластов имеют конформные ограничения или рассыпаются по трещинкам отрыва [Масленников, 1991]. В большинстве случаев гиалокласты, подобно современным аналогам, замещены железо-магнезиальными хлорофитами, а также неупорядоченными хлоритами-шамозитами, иногда содержащими примесь иллитов и Fe-Mg-смектитов [Аюпова, 2003б; 2004]. Внутри частично гематитизированных гиалокластов встречаются реликты титаномагне-

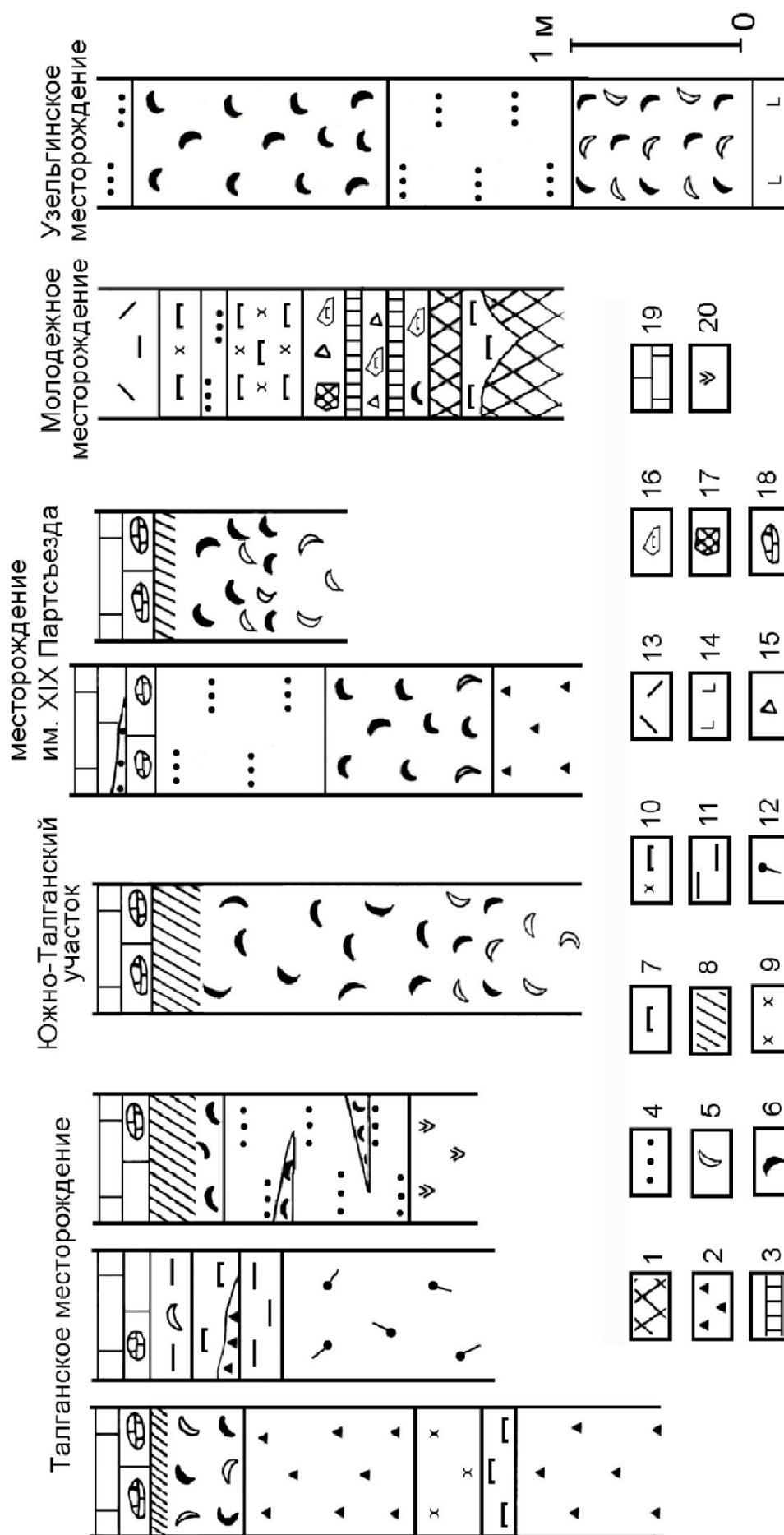


Рис. 4. Литологические колонки горизонтов кремнисто-железистых пород Узельгинского рудного поля.

1 – массивные колчеданные руды; 2 – кластогенные колчеданные руды; 3 – слоистые псаммитовые пиритовые песчаники; 4 – вулканомиктовые песчаники; 5 – гиалокластиты кислого состава; 6 – джаспериты; 7 – госсаниты; 8 – умбристы; 9 – хлоритолиты; 10 – слоистые псаммитовые госсаниты; 11 – кремнистые пелитолиты; 12 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты по кварцевым риодацитам подрудной толщи; 13 – кварц-иллит-хлоритовые аутометасоматиты по риодацитам; 14 – лавокластиты базальтов; 15-17 – обломки вулканомиктовых брекчий: 15 – дацитов, 16 – госсанитов, 17 – сульфидных руд; 18 – брекчиевые биомикриты; 19 – известняки; 20 – дайка диабазов. Талганское месторождение, Южно-Талганский участок, месторождение им. XIX Партсъезда – верхний уровень; Молодежное месторождение – средний уровень; Узельгинское месторождение – нижний и средний уровни.

тита, почти полностью замещенного гематитом. В краевой части гематитизированных гиалокластов присутствуют каймы и стяжения новообразованного анатазового лейкоксена [Аюпова, 2002]. Последующие изменения гиалокластов свидетельствуют о разложении почти черных хлорит-сметитов за счет окисления Fe^{2+} с образованием желтых, оранжевых и коричневых водных силикатов Ca-Fe^{2+} и Fe^{3+} из группы гизингерита. Водные силикаты железа трансформировались в сферолитовые, колломорфные, контракционные, глобулярно-цепочечные гематит-кварцевые образования. В апогиалокластитовых гематит-кварцевых образованиях обособления лейкоксена исчезают. На участках развития позднедиагенетического кварца присутствуют многочисленные пластинчатые кристаллики гематита. Нередко обнаруживаются включения более поздних аутигенных кристаллов пирита и барита.

На придонный характер процессов преобразований гиалокластитов с формированием джасперитов указывает асимметрия кремнисто-железистых слоев: верхняя граница кремнисто-железистых слоев с вышележащими породами резкая, нижняя – с постепенным уменьшением ожелезнения и окремнения гиалокластитов. Периодичность процессов преобразования и придонного разрушения «ожелезненных» слоев доказывается переслаиванием с почти не преобразованными гиалокластическими и карбонатными отложениями, содержащими обломки кремнисто-железистых пород. Признаки замещения карбонатного материала гематитом и кварцем наблюдаются только в тех слоях известняков, в которых присутствует примесь гиалокластического материала [Пуркин, Денисова, 1987].

В джасперитах (Файзуллинское марганцевое месторождение, Талганское и Александринское медно-цинково-колчеданные месторождения) обнаруживаются не только микрофоссилии и примесь биогенного карбонатного материала, но и многочисленные бактериоморфные структуры [Жуков, Леонова, 1999; Аюпова, 2004]. На участие бактерий и органических веществ в формировании джасперитов может указывать легкий изотопный состав углерода в аутигенных карбонатах ($\delta^{13}\text{C}$ от $-51,4$ до $-10,8$ ‰) [Масленников, 1999; Брусницын, Кулешов, 2004].

Госсаниты

Госсаниты (gossany – принадлежащий «железной шляпе», англ.) обнаружены на Мо-

лодежном, Талганском, Сибайском, Яман-Касинском, Александринском, Зимнем и многих других колчеданных месторождениях Южного Урала.

Термин «gossan» широко используется в зарубежных работах, в том числе и для обозначения субмаринных «железных шляп», ассоциирующих с современными и древними «черными курильщиками» [Constantinou, Govett, 1972; Hekinian, 1980; Herzig et al., 1991]. Несомненно, что «железные шляпы» разрушались и апосульфидные охры переотлагались, смешиваясь с фоновыми осадками. Литифицированные аналоги таких отложений было предложено называть госсанитами [Зайков и др., 1993]. В переотложенных разновидностях появляется соответствующая осадочная цементирующая масса (песчаная, кремнистая, известковистая) и, в отличие от автохтонных госсанитов, они несут многочисленные признаки гематитизированного гиалокластического и карбонатного материала (рис. 5в). На придонный характер замещения указывает ритмичное переслаивание с сульфидными турбидитами, гиалокластитами и кластогенными известняками и локализация гематитизации в кровле ритмов. Кроме хлорита, гематита и кварца госсаниты могут содержать примеси магнетита, маггемита, барита, карбонатов, а также реликты пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, теллуридов ртути, золота и самородное золото. Непременной составляющей госсанитов является анатазовый лейкоксен в сочетании с кристаллами барита, пронизанными волосовидным рутилом. Несмотря на явные отличия госсанитов от джасперитов, между ними отмечаются постепенные переходы, поскольку основу как тех, так и других составляет разложившийся гиалокластический материал (80-90 %) и гематитизированные карбонаты (5-10 %). В отличие от джасперитов, в типичных госсанитах отсутствуют структуры, свидетельствующие о раскристаллизации геля, такие как глобулярные и колломорфные. Их место занимают чешуйчатые, субновакулитовые зернистые ультрамикроструктуры тонкодисперсного хлорит-гематитового матрикса, которые соответствуют ультрамикроструктурам вмещающих хлоритолитовых, кремнистых и карбонатных отложений [Масленников, Котляров, 1990]. Очевидно, что эти отличия связаны с присутствием сульфидов в госсанитах (рис. 5г, 5д) и их влиянием на процессы придонного преобразования гиалокластического материала.

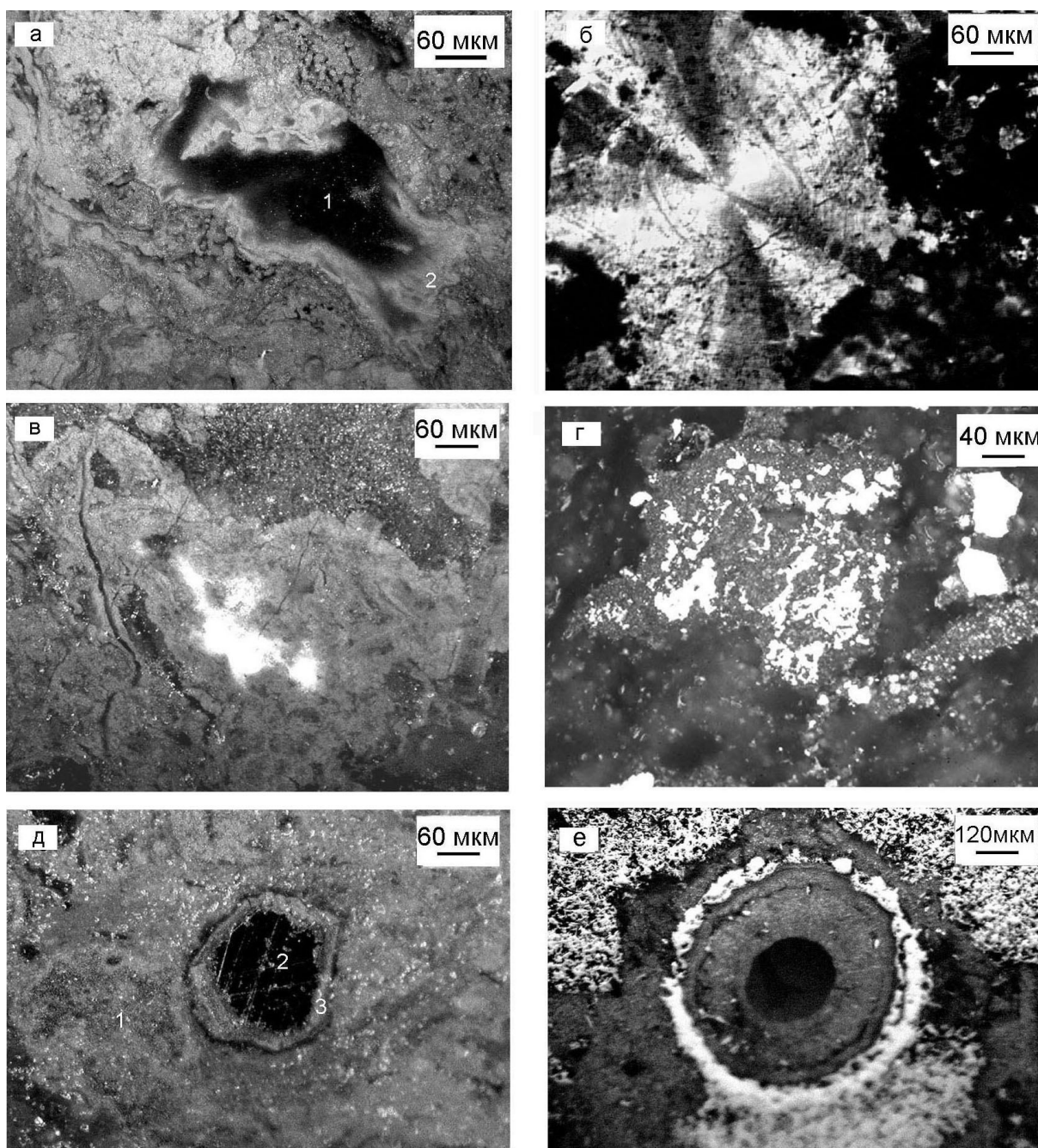


Рис. 5. Исходные компоненты кремнисто-железистых пород.

Джаспериты: а – частично преобразованный гиалокласт кислого состава: 1 – хлоритизированная центральная зона со смешаннослойными хлорит-сметитовыми фазами, 2 – наружная гематит-кварцевая зона, Талганское месторождение, отраженный свет; б – реликт органического карбонатного материала, Южно-Талганский участок, проходящий свет. Госсаниты: в – частично гематитизированный обломок карбоната (белое), месторождение им. XIX Партсъезда; г – реликт пирита в гематит-кварцевой массе, месторождение Яман-Касы; д – псевдоморфозы гематит-кварцевого состава по пириту: 1 – полностью окисленный пирит, 2 – частично окисленный пирит с гематит-кварцевой каймой (3), Талганское месторождение; е – реликт трубчатого организма в госсанитах, Талганское месторождение. Отраженный свет.

В госсанитах обнаружены бактериоморфные нити [Зайков, 1997], многочисленные трубчатые формы, напоминающие червеобразные пригидротермальные организмы [Аюпова, 2004]

(рис. 5е). Легкий изотопный состав углерода ($\delta C^{13} = -19,5$) в аутигенном кальците госсанитов Молодежного месторождения [Масленников, 1999] может свидетельствовать об участии

бактериального органического вещества в их формировании.

Умбриты

Умбриты, или умбры (umber – умбра, англ.) – оксидно-железистые отложения с повышенными содержаниями марганца, примесью глинистого, кремнистого или карбонатного материалов. По Х.С. Дженкинсу [Jenkyns, 1986], на Кипре к умбрам относятся каштанового цвета кремнистые аргиллиты, обогащенные железом, марганцем, цветными металлами и редкоземельными элементами. Он считает, что для образования этих пород важно субмаринное окисление сульфидов. По А. Флиту и А. Роберт-сону [Fleet, Robertson, 1980; Robertson et al., 1987], умбриты, обнаруженные в офиолитовых комплексах Омана, рассматриваются как следствие хорошо изученного железо-марганцевого фракционирования в процессе постепенного окисления гидротермальных растворов по мере удаления от места вытекания их на морское дно. Некоторые авторы указывают на несколько источников вещества для формирования умбритов: гидротермальный, гальмиролитический и биогенный [Karroff et al., 1988; Boyle, 1990]. Умбриты этих месторождений ассоциируют с оксидно-железистыми, колчеданными и карбонатными телами [Геосинклинальная..., 1984; Boyle, 1990].

На Урале умбриты впервые установлены на Талганском колчеданном месторождении в кровле госсанитового горизонта и среди рудокластических фаций. Они залегают непосредственно под известняковой толщей [Санько, Масленников, 1988; Аюпова, 2000] (рис. 4). В кровле госсанитов умбриты образуют марганцевую шляпу на месторождении им. XIX Партсъезда. В виде красно-бурых и черных корок и прослоев они локализуются и в кровле слоев джасперитов (Южно-Талганский участок) [Аюпова, 2004]. Так же как и в умбритах Омана, в южноуральских умбритах отмечены признаки замещения карбонатов, сульфидов и дацитовых гиалокластов аутигенными марганец-железисто-кремнистыми минеральными ассоциациями.

Главными марганцевыми минералами талганских умбритов являются гаусманит, браунит, мартурит, марганцовистый кальцит и родохрозит. К второстепенным относятся марганцовистый андрадит, якобит, апатит и анатазовые разновидности лейкоксена. Минералы же-

леза представлены сидеритом, гематитом, магнетитом и железо-марганцевыми силикатами. Наблюдаются признаки замещения фенокристаллов альбита водными силикатами Mn-Ca-Fe группы неотокита. Среди них, как переходная фаза, определен мартурит $\text{NaCaMn}_3[\text{Si}_5\text{O}_{14}]\text{OH}$, силикат марганца, относящийся к группе намбулита, и установлены водные слоистые силикаты Ca, Mn, Fe состава. Предполагается, что минералы в процессе диагенеза, сопровождавшегося формированием умбритов, претерпевают существенные изменения, вплоть до исчезновения исходных признаков. Возможно, в описанном случае диагенетические процессы протекали, образуя следующий ряд: альбит → мартурит → водный слоистый силикат → Si-Fe фаза [Аюпова, 2003а].

В некоторых умбритах обнаружены оксидно-железистые бактериоморфные нити, покрытые марганцовистыми пленками в ассоциации с аутигенным апатитом [Аюпова, 2001, 2004].

Таким образом, основными исходными компонентами для формирования кремнисто-железистых образований явился гиалокластический, карбонатный и сульфидный материал. Выделенные типы этих образований (джаспериты, госсаниты, умбриты) определяются соотношением исходных компонентов, участвовавших в придонных преобразованиях осадков. Последовательность минералообразования в процессе разложения гиалокластов в кремнисто-железистые агрегаты свидетельствует о смене алюмосиликатов силикатами, а последних – кварцем и оксидами железа. Результаты минералогических наблюдений подтверждаются петрогеохимическими данными.

Петрогеохимические черты кремнисто-железистых пород

Каждый генетический тип кремнисто-железистых отложений характеризуется своими петрогеохимическими особенностями (табл. 1).

Кремнезем, железо и марганец. Типичные джаспериты имеют наиболее узкий диапазон вариаций содержаний этих элементов (рис. 6а,б). Соотношения Si/Fe в джасперитах чаще всего находятся в том же интервале (2-15), что и в сопутствующих гиалокластитах, по которым они образовались. Лишь некоторые разновидности джасперитов, содержащие многочисленные псевдоморфозы гематита по биокластам, могут быть отнесены к железным рудам. Нередко более

Таблица 1

Содержание породообразующих оксидов (мас. %) и редкоземельных элементов (г/т)
в кремнисто-железистых породах Узельгинского рудного поля

Компо- ненты	5035- 50,8	1	5054- 190	7124	7121- 17	7139- 46	t-3	t-2	51141 25,5	25811 55,8	51881 95,8	6108- 71,2	XIX- lu	6107- 44,4	T1- HH	XIX- hy
SiO ₂	67,47	49,86	71,36	19,85	53,37	17,03	78,88	75,62	20,77	27,44	16,92	14,55	15,10	1,30	34,29	61,63
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,13	0,26	0,17	0,05	0,05	0,07	0,15	0,05	0,05	0,05	nd	0,34	0,19
Al ₂ O ₃	1,05	0,88	0,63	6,54	6,81	7,01	0,05	0,19	2,44	3,70	1,30	2,41	0,94	0,30	13,12	9,35
Fe ₂ O ₃	23,15	24,52	9,67	51,91	23,71	54,97	4,50	5,01	13,59	1,14	8,30	18,85	10,19	10,75	7,57	6,28
FeO	0,86	0,12	0,72	5,85	4,70	10,86	2,61	0,98	1,74	—	1,10	—	—	0,10	7,11	8,94
MnO	0,10	0,16	0,89	0,26	0,27	0,16	0,15	0,19	5,11	46,92	23,15	12,48	45,99	0,24	1,20	0,24
MgO	0,21	0,13	0,10	0,25	3,15	2,66	0,23	0,30	1,36	1,70	0,78	0,61	0,67	0,28	6,85	5,35
CaO	3,43	13,70	0,34	8,38	4,11	1,24	3,14	3,50	28,00	9,50	19,88	29,78	7,72	48,49	11,13	0,92
Na ₂ O	0,11	0,13	0,17	0,10	0,47	0,20	0,12	0,12	0,44	0,12	0,74	1,10	0,12	0,12	0,21	0,12
K ₂ O	0,05	0,02	0,03	0,10	0,20	0,20	0,01	0,01	0,06	—	0,04	0,04	0,04	0,02	0,50	0,01
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,08	0,67	0,35	0,83	0,05	0,06	0,42	0,08	0,38	0,21	0,15	0,05	0,20	0,13
H ₂ O ⁺	0,10	0,14	0,10	0,28	0,18	0,22	0,21	0,17	0,15	—	0,23	0,20	0,69	0,16	1,13	0,59
SO ₃	—	0,14	—	2,56	0,23	0,64	3,06	3,53	0,10	0,18	1,07	0,24	2,15	0,10	0,23	0,10
CO ₂	2,23	9,96	0,10	6,17	0,74	0,10	2,19	2,81	24,09	4,68	25,71	17,73	12,27	35,74	8,22	0,58
п.п.п.	2,58	10,46	0,12	7,52	3,45	3,39	3,10	4,36	25,20	6,00	26,20	18,78	12,30	37,78	15,76	5,76
La	0,96	1,85	0,42	11,1	12,66	8,19	0,99	1,12	27,51	4,57	6,14	2,652	6,31	2,51	15,06	10,49
Ce	3,93	3,01	0,92	25,34	19,81	44,92	2,28	2,41	29,52	6,18	6,50	5,29	8,21	3,99	28,95	33,95
Pr	0,27	0,54	0,11	3,10	3,97	6,28	0,35	0,40	7,88	1,59	1,25	0,66	1,18	0,77	4,66	4,516
Nd	1,32	2,79	0,61	15,3	17,43	27,5	1,83	2,12	36,41	8,45	6,18	3,16	5,52	4,63	22,55	23,90
Sm	0,49	1,01	0,17	4,20	6,48	1,69	0,52	0,64	9,01	2,74	1,58	0,95	1,48	1,87	7,52	7,327
Eu	0,10	0,15	0,02	0,86	1,41	0,80	0,43	0,49	2,18	0,67	0,69	0,30	0,69	0,13	2,66	1,324
Gd	0,77	1,79	0,21	5,28	7,35	1,98	0,57	0,70	10,76	4,02	2,15	1,73	2,68	3,59	9,69	7,431
Tb	0,20	0,35	0,03	0,86	1,09	0,29	0,07	0,09	1,68	0,75	0,29	0,31	0,52	0,66	1,63	1,020
Dy	1,86	2,89	0,27	5,76	4,99	6,53	0,54	0,65	10,37	5,55	1,93	2,58	4,36	5,31	10,57	5,965
Ho	0,39	0,71	0,05	1,20	0,93	0,45	0,11	0,13	2,11	1,23	0,45	0,70	1,09	1,35	2,13	1,147
Er	1,57	2,36	0,19	3,76	2,65	1,37	0,34	0,39	6,18	3,98	1,34	2,29	3,94	4,62	6,77	3,515
Tm	0,30	0,43	0,02	0,53	0,43	0,24	0,04	0,05	0,89	0,60	0,23	0,38	0,61	0,75	1,05	0,525
Yb	2,74	2,70	0,25	3,55	2,51	1,28	0,34	0,39	5,19	4,03	1,20	1,99	4,28	4,88	7,32	3,599
Lu	0,46	0,47	0,04	0,58	0,397	0,210	0,051	0,051	0,830	0,639	0,212	0,340	0,721	0,892	1,198	0,597

Примечание. 1-4 – джаспериты: 1 – Северо-Узельгинский участок, 2 – Южно-Талганский участок, 3, 4 – Талганское месторождение. 5-7 – госсаниты: 5-7 – хлорит-гематитовые, Молодежное месторождение, 8, 9 – надрудные баритсодержащие гематит-кварцевые, Талганское месторождение. 10-14 – карбонатные умбри-ты: 10-12 – Талганское месторождение, 11 – Южно-Талганский участок, 13 – месторождение им. XIX Паргьева; 15 – гематитизированный известняк, Южно-Талганский участок; 16, 17 – частично хлоритизированные гиалокластиты: 16 – Талганское месторождение, 17 – месторождение им. XIX Паргьева.

Силикатные анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН (Россия, Миасс). SO_3 и CO_2 входят в состав п.п.п. РЗЭ определены методом ICP-MS-анализа в Музее Истории Природы (Лондон, Великобритания). Пробы из коллекции авторов.

железистыми оказываются многие госсаниты, за счет дополнительной примеси рудокластического и, возможно, гидротермального окисленного сульфидного материала. Джаспериты и автохтонные госсаниты колчеданных месторождений характеризуются низкими содержаниями марганца. Переотложенные госсаниты отличаются повышенными содержаниями марганца (до 0,66 мас. %). Широкие вариации содержаний Mn в умбридах (3-30 мас. %) характеризуют постепенные переходы от госсанитов к умбридам либо от джасперитов к умбридам.

Алюминий и титан.

Типичные джаспериты характеризуются крайне низкими содержаниями Al и Ti (рис. 6в,г). Повышенные содержания Al_2O_3 и TiO_2 – специфическая черта госсанитов, содержащих, в отличие от джасперитов, вместо кварца хлорит и лейкоксен. В госсанитах, переходных к джасперитам, содержания Al_2O_3 и TiO_2 такие же низкие, как и в типичных джасперитах. Содержания этих элементов в умбридах варьируют в зависимости от количества реликтового гиалокластического материала в их составе.

Натрий, калий, магний. Джаспериты и маложелезистые госсаниты, почти не содержащие реликтов гиалокластического материала, характеризуются крайне низкими содержаниями K_2O , Na_2O и MgO . Высокие содержания MgO , коррелирующего с FeO, более характерны для госсанитов, содержащих гематитизированный хлоритовый матрикс (рис. 6д).

Кальций и фосфор. Значительные содержания карбонатов кальция свойственны госсанитам и умбридам (рис. 6е). В некоторых выборках кремнисто-железистых пород и сульфидных песчаников CaO коррелирует с P_2O_5 , что подтверждает его присутствие в виде апатита [Масленников, Василенко, 1986]. Максимальные содержания P_2O_5 (до 1,7 мас. %) характерны для высокожелезистых разностей госсанитов и умбридов. Типичные джаспериты, за исключением высокожелезистых разностей, обеднены фосфором. Отчетливой корреляции между содержаниями фосфора и железа в кремнисто-железистых породах не наблюдается (рис. 6ж).

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Результаты ICP-MS анализов показывают широкие вариации содержаний РЗЭ в различных типах кремнисто-железистых отложений (табл. 1). Содержания РЗЭ в джасперитах всегда значительно ниже, чем в исходных гиалокластитах (рис. 7а). Джаспериты, содержащие реликты гиалокластического материала, отличаются на более высокими содержаниями РЗЭ и преобладанием в спектре ЛРЗЭ по сравнению с другими джасперитами. Джаспериты, разбавленные известковистым материалом, обогащены тяжелыми редкоземельными элементами. Общим признаком джасперитов в спектре распределения РЗЭ является отрицательная аномалия Eu. По данным La-ICP-MS анализов, подтверждается уменьшение содержаний РЗЭ в ряду: гиалокласт-частично гематитизированный гиалокласт-псевдоморфные кремнисто-железистые тонкодисперсные агрегаты (рис. 7б).

Содержания РЗЭ снижаются в направлении от «незрелых» (хлорит-гематитовых) госсанитов к «зрелым» (гематит-кварцевым) разностям, соответствующим по составу джасперитам. Многие спектры РЗЭ госсанитов имеют положительную аномалию Eu и устойчивую отрицательную аномалию Ce (рис. 7в). Положительная аномалия Eu в этих породах наиболее отчетливо проявляется в «зрелых» разностях, которым свойственны общие низкие содержания РЗЭ, отсутствие апогиалокластогенного хлорита и ощутимая примесь барита. Отрицательные аномалии Eu, характерные для джасперитов, обнаружены лишь в некоторых разностях госсанитов, разбавленных известковистыми или кремнистыми осадочными компонентами.

Умбриды сохраняют высокие содержания РЗЭ и несут черты спектров РЗЭ, свойственные как джасперитам, так и госсанитам (рис. 7г).

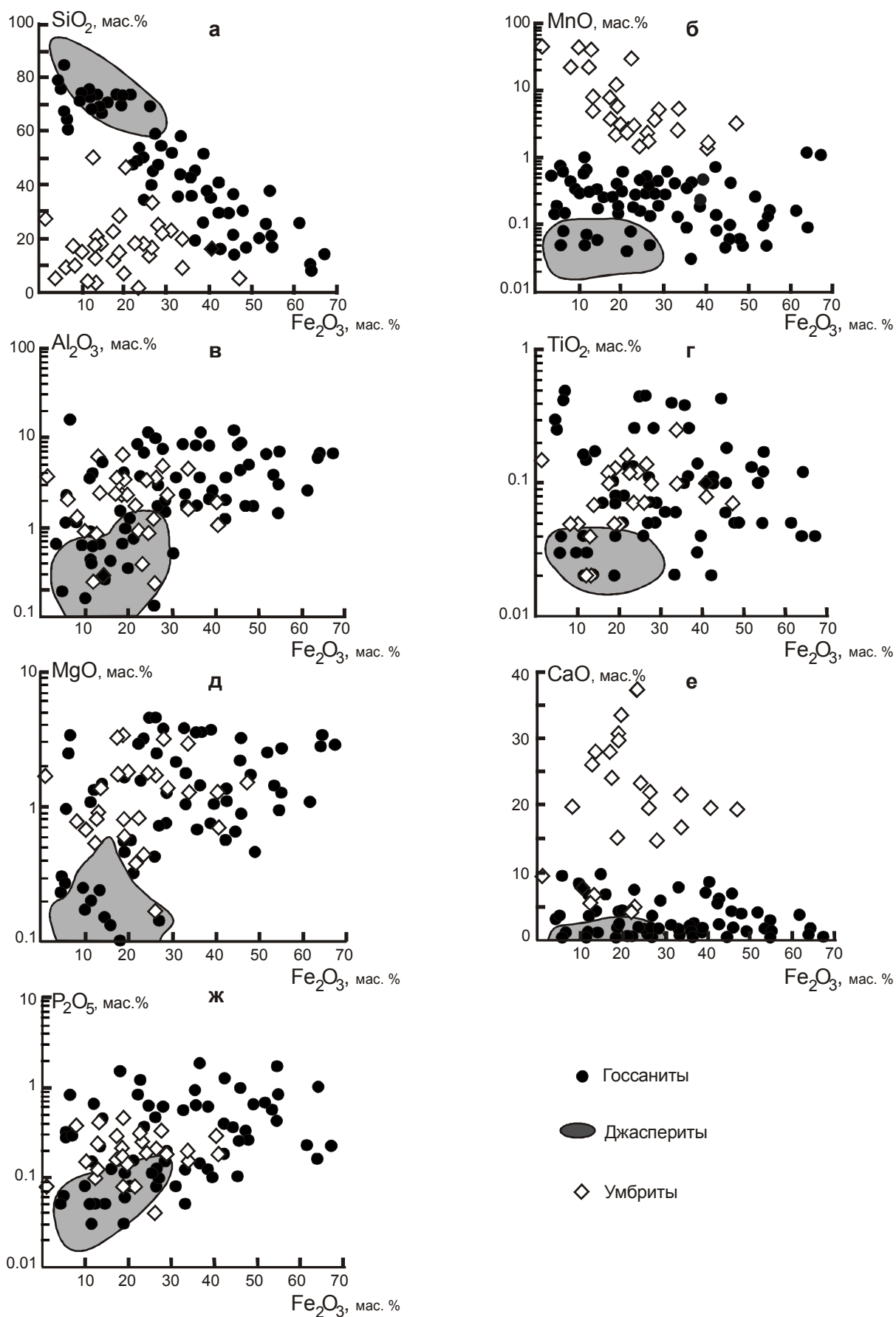


Рис. 6. Вариации содержаний компонентов в кремнисто-железистых породах в зависимости от количества Fe_2O_3 .

КРЕМНИСТО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ

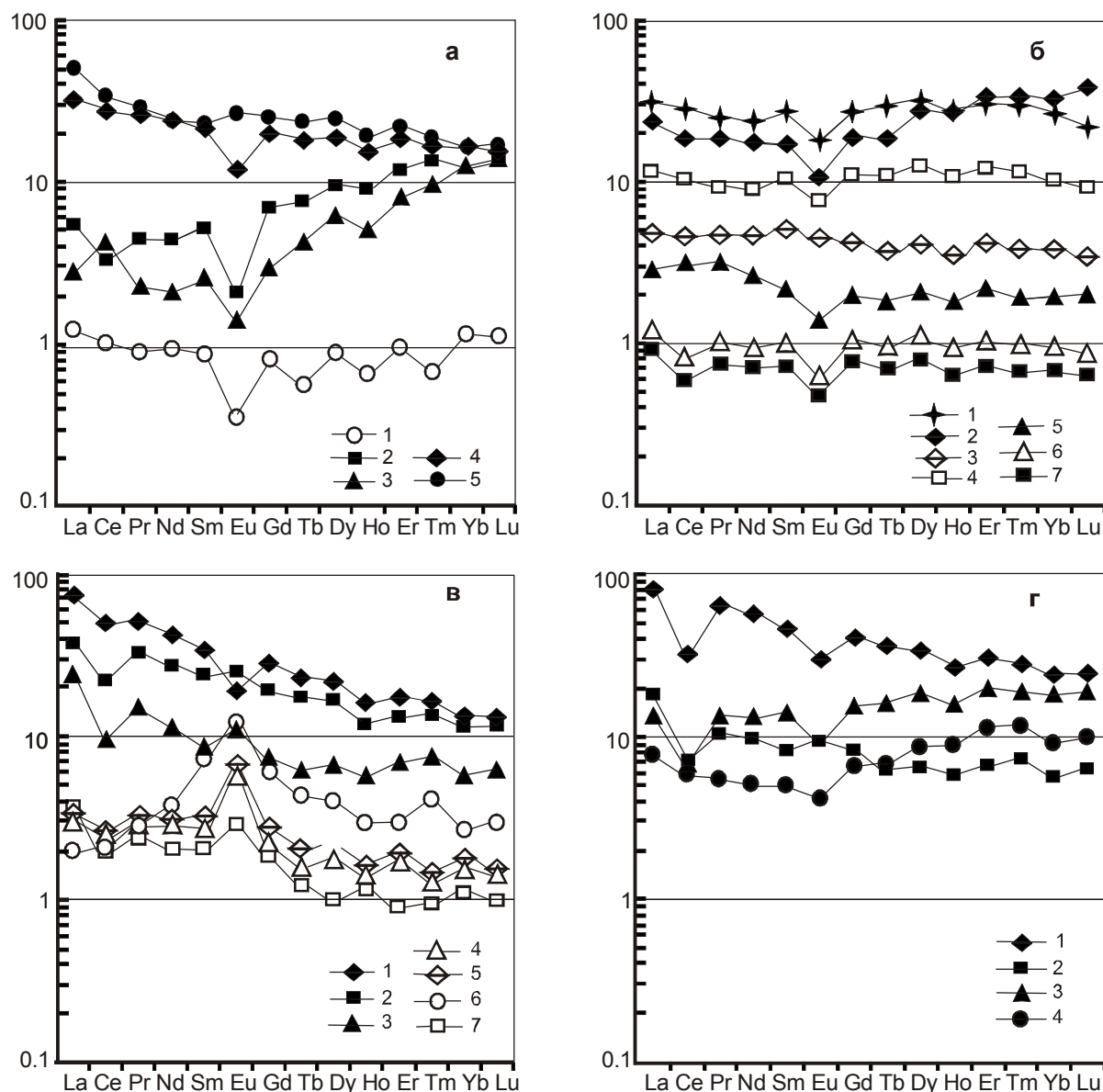


Рис. 7. Спектры РЗЭ кремнисто-железистых пород Узельгинского колчеданового поля (нормализованные на хондрит по [Haskin et al., 1966]).

а: 1-4 – джаспериты, 5 – гиалокласт дацитового состава (ICP-MS анализы); б: 1, 2 – гиалокласты дацитового состава, 3-5 – частично замещенные гематит-кварцевыми агрегатами гиалокласты, 6, 7 – апо-гиалокластитовые гематит-кварцевые агрегаты (LA ICP-MS анализы); в: 1-3 – хлорит-гематитовые госсаниты, 4-6 – баритсодержащие гематит-кварцевые госсаниты, 7 – сульфидная руда (ICP-MS анализы); г: 1 – марганцовистый госсанит, 2-4 – карбонатные умбриты (ICP-MS анализы).

В целом, петрогеохимические признаки джасперитов и госсанитов становятся неотчетливыми при увеличении количества кремнезема (до 90 мас. %) с соответствующим переходом их в дистальные красноцветные силициты или яшмы.

Расчеты баланса вещества в системе риодацит–гиалокластит–джасперит показали, что в гиалокластитах, образовавшихся при аморфизации риодацитов, возрастают содержания Mg,

Fe, K и снижается содержание Si [Аюпова, 2004]. Эти данные согласуются с данными об обогащении гиалокластов железом и магнием, обеднении их кремнеземом на первых этапах палагонитизации [Нау, Ijima, 1968; Гептнер, 1977; Малеев, 1980]. В «гематитизированных» гиалокластитах (джасперитах), напротив, существенно возрастает содержание кремнезема, а содержание суммарного железа мало отличается от его содержания в смектитизированных и

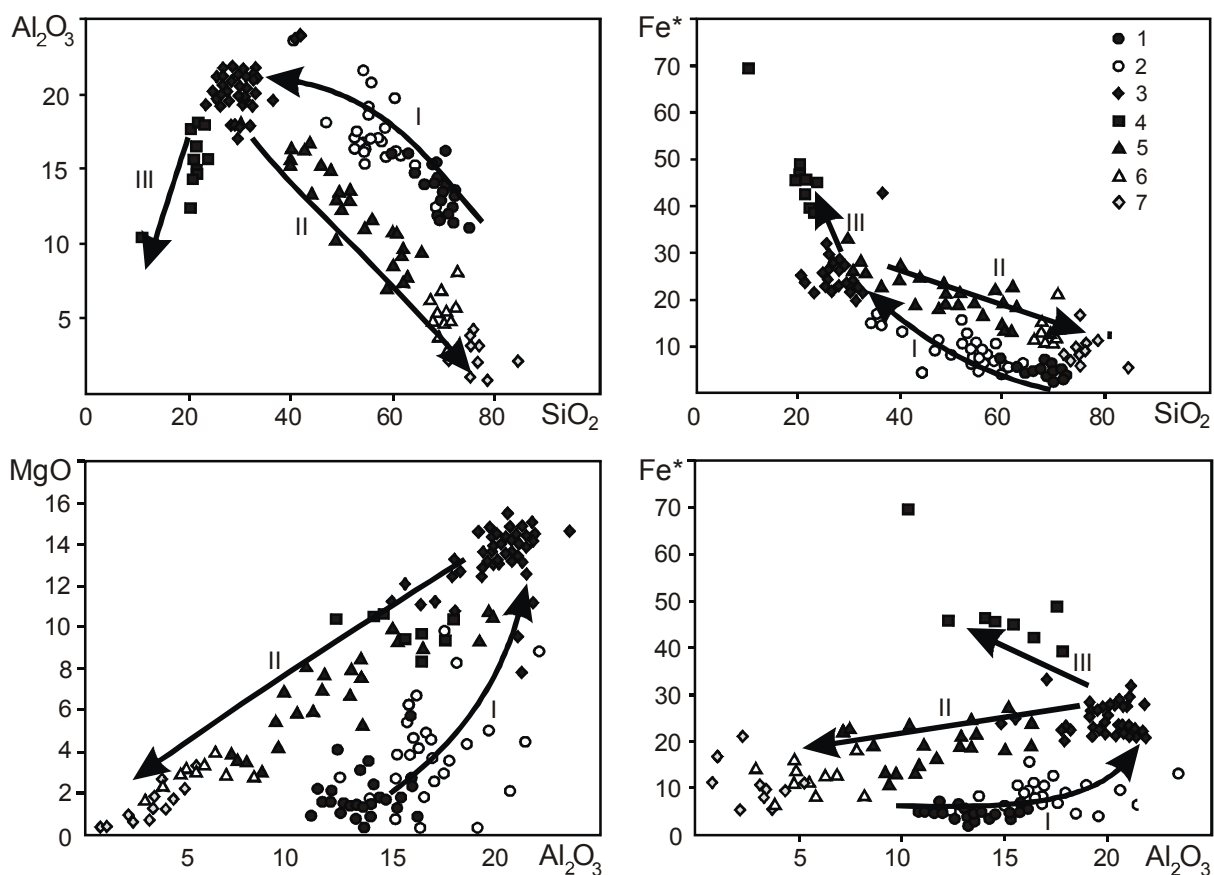


Рис. 8. Петрохимические циклы гальмиролиза гиалокластиков дацитового состава.

I тренд: дациты (1) → их гиалокластиты (2) → Fe^{2+} -Mg-хлорит-сметиты (3).

II тренд: Fe^{2+} -Mg-хлорит-сметиты (3) → «незрелые» гематит-кварцевые агрегаты с реликтами сметит-хлоритов (5, 6) → «зрелые» гематит-кварцевые агрегаты в джасперитах (7).

III тренд: Fe^{2+} -Mg-хлорит-сметиты (3) → гематит с реликтами хлоритов и сульфидов в госсанитах (4).

хлоритизированных гиалокластитах. Таким образом, процесс разложения гиалокластиков можно представить в виде последовательно идущих стадий (рис. 8). На первой стадии формируются Mg-Fe-сметиты (I тренд). Существенно хлоритовый состав гиалокластов в изученных образцах, очевидно, обусловлен трансформацией сметитов в хлориты при дальнейших диагенетических процессах. Вторая стадия преобразований заключается в дифференциации сметитов до гизингеритов или гидрооксидов железа и кремнезема с выносом большинства компонентов (II тренд). В госсанитах на этой стадии происходило дополнительное накопление железа за счет разложения присутствующих сульфидных частиц (III тренд).

Перераспределение элементов от хлорит-сметитов к гематит-кварцевым ассоциациям хорошо иллюстрируется микрозондовыми исследованиями частично измененных гиалокластов (рис. 9). Хлорит-сметитовое ядро гиалокластов по сравнению с неизменными риоли-

тами характеризуется повышенными содержаниями Al, Fe и Mg при более низких содержаниях Si, Na, K. Количество Al и Mg значительно снижается в окисленной каемке гиалокласта и в обогащенном кварцем цементе. Напротив, содержание кремнезема в этом направлении существенно возрастает, очевидно, за счет частичного окремнения гиалокласта. Дополнительным источником кремнезема в этом случае явился Si, освободившийся при полном разложении мелкой гиалокластки и растворении кремнийконцентрирующих организмов. Суммарное количество железа в ядре гиалокласта и в окисленной каемке остается почти одинаковым. В цементе относительное содержание железа снижается за счет возрастания содержания кремнезема.

Установлена отрицательная корреляция кремнезема практически со всеми определенными химическими элементами (табл. 2). Особенно сильная обратная корреляция с Ca, ТРЗЭ и Y, которые традиционно образуют обособлен-

ную «карбонатную» ассоциацию. Отрицательная корреляция Si также наблюдается с Mg, P, K и группой элементов-гидролизатов Al, Ti, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Zr и, в меньшей степени, – с ЛРЗЭ, объединенными в «иллит-хлоритовую» ассоциацию, характерную для гиалокластитов. Отрицательную корреляцию с Si имеет и «сульфидная» ассоциация (Pb, Cu). Остальные определенные элементы (Na, Zn, Nb, Mn, Hf, Th, Co, Zr и Cr) не имеют значимых связей с Si. Обратная корреляция Si с большинством химических элементов, очевидно, свидетельствует о том, что процесс окремнения гиалокластитов, сульфидов и карбонатов противопоставляется всем остальным процессам концентрирования химических элементов, в том числе и процессу ожелезнения гиалокластитов, связанному в основном с начальной стадией палагонитизации стекла, сопровождающейся выносом кремнезема.

Положительная корреляция содержаний элементов «сульфидной» ассоциации (Cu, Zn, Pb) с элементами, входящими в хлоритолиты и сопутствующие им акцессории (Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al, Ti, Zr, P, Nb, ЛРЗЭ), показывает, что рудные элементы сохранялись исключительно в «незрелых» хлоритсодержащих госсанитах. Обратная связь Mn с Fe^{3+} , по-видимому, указывает на их дифференциацию в диагенетическом цикле преобразования осадков.

Слабые положительные корреляции РЗЭ с Fe и высокие положительные коэффициенты корреляции с Al, Ti, Mg, K, Zr свидетельствуют о доминировании литогенного фактора концентрирования РЗЭ над сорбционным. Вместе с тем, как о литогенной, так и о гидротермальной природе РЗЭ могут свидетельствовать их положительные коэффициенты корреляции как с хлоритовыми, так и с халькофильными элементами.

Положительная корреляция P_2O_5 с Fe_2O_3 могла бы свидетельствовать в пользу сорбци-

онного механизма захвата этого элемента гидроксидами железа, как это установлено для современных металлоносных осадков [Лисицын и др., 1980; Дубинин, Волков, 1988]. Однако аномальные содержания фосфора иногда появляются и в сульфидно-гиалокластитовых турбидитах, не содержащих оксидов железа (Сибайское месторождение) [Масленников, 1991]. Вместе с тем, отчетливая корреляция P_2O_5 с такими литофильными элементами, как TiO_2 , Al_2O_3 , MgO, может свидетельствовать о литогенной природе по крайней мере некоторой части фосфора (табл. 2).

Обсуждение результатов

Выделенные типы кремнисто-железистых пород несут конвергентные признаки, которые могут быть интерпретированы как с позиций гидротермально-осадочной, гидротермально-метасоматической, так и гальмиролитической моделей формирования.

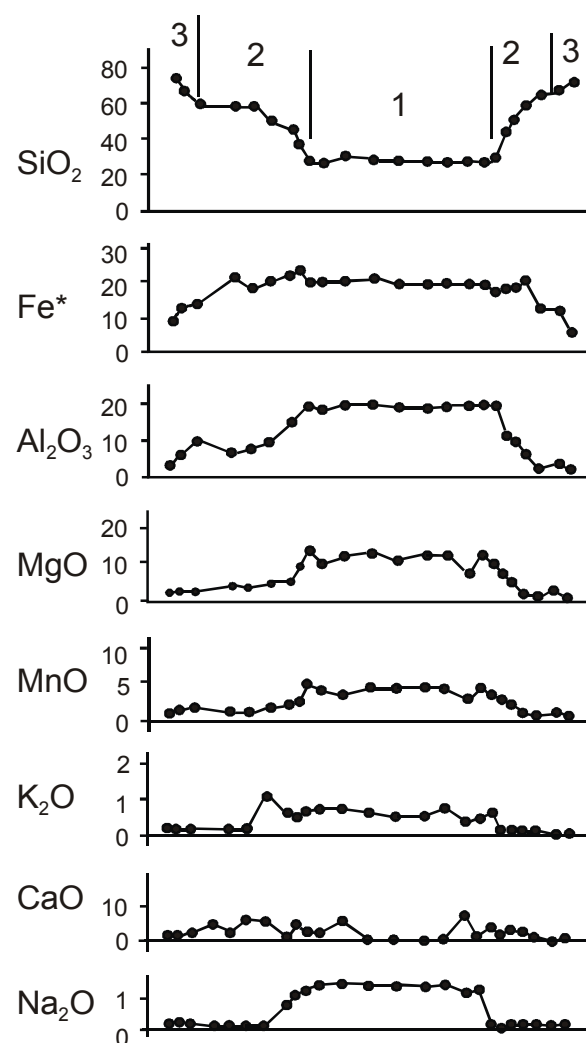


Рис. 9. Изменение состава палагонитизированного гиалокласта по мере перехода от десилицифицированного смектит-хлоритового реликтового «ядра» (зона 1) к гематит-кварцевой кайме (зона 2) и гематит-кварцевому цементу (зона 3).

Талганское месторождение. Подошва джасперитового тела. Использованы результаты рентгено-спектральных анализов (JEOL-733 с ЭДП INCA ENERGY-200 (аналитик В.А. Муфтахов). Fe^* – $FeO+Fe_2O_3$.

Таблица 2

Корреляционная матрица между содержаниями элементов в гематит-кварцевых породах

	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	K	P	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd
Si	1,00															
Ti	-0,39	1,00														
Al	-0,50	0,62	1,00													
Fe ³⁺	-0,45	0,44	0,71	1,00												
Fe ²⁺	-0,24	0,42	0,81	0,69	1,00											
Mg	-0,52	0,75	0,92	0,62	0,69	1,00										
Ca	-0,68	0,05	-0,08	-0,02	-0,28	-0,04	1,00									
K	-0,29	0,28	0,73	0,55	0,60	0,51	-0,09	1,00								
P	-0,52	0,41	0,58	0,59	0,64	0,61	0,08	0,20	1,00							
Y	-0,70	0,28	0,32	0,13	0,08	0,39	0,71	0,17	0,24	1,00						
Zr	-0,63	0,72	0,72	0,50	0,55	0,76	0,29	0,35	0,36	0,58	1,00					
Nb	-0,16	0,47	0,44	0,19	0,36	0,57	0,05	0,04	0,33	0,31	0,54	1,00				
La	-0,44	0,49	0,52	0,22	0,39	0,63	0,34	0,16	0,44	0,80	0,69	0,65	1,00			
Ce	-0,39	0,55	0,59	0,31	0,45	0,64	0,26	0,30	0,25	0,71	0,78	0,60	0,92	1,00		
Pr	-0,43	0,47	0,58	0,28	0,43	0,65	0,31	0,28	0,40	0,80	0,72	0,60	0,98	0,92	1,00	
Nd	-0,44	0,45	0,58	0,28	0,42	0,64	0,32	0,31	0,36	0,81	0,72	0,56	0,96	0,92	0,98	1,00
Sm	-0,47	0,43	0,57	0,31	0,41	0,61	0,35	0,32	0,28	0,82	0,78	0,53	0,92	0,93	0,97	0,98
Eu	-0,47	0,39	0,45	0,28	0,40	0,55	0,35	0,05	0,32	0,68	0,81	0,66	0,85	0,85	0,83	0,82
Gd	-0,52	0,41	0,49	0,27	0,31	0,57	0,45	0,22	0,24	0,88	0,77	0,51	0,92	0,92	0,94	0,95
Tb	-0,55	0,39	0,44	0,25	0,24	0,53	0,50	0,16	0,22	0,90	0,76	0,49	0,89	0,88	0,90	0,91
Dy	-0,59	0,37	0,39	0,24	0,16	0,49	0,56	0,12	0,19	0,93	0,72	0,43	0,84	0,83	0,85	0,86
Ho	-0,64	0,33	0,35	0,20	0,10	0,44	0,62	0,10	0,18	0,95	0,68	0,38	0,80	0,78	0,80	0,81
Er	-0,66	0,28	0,30	0,18	0,05	0,39	0,64	0,10	0,14	0,95	0,63	0,31	0,74	0,72	0,74	0,75
Tm	-0,69	0,26	0,29	0,23	0,01	0,37	0,67	0,12	0,15	0,93	0,58	0,27	0,67	0,65	0,67	0,68
Yb	-0,63	0,17	0,21	0,21	-0,05	0,27	0,62	0,12	0,06	0,86	0,50	0,16	0,56	0,56	0,55	0,57
Lu	-0,62	0,12	0,19	0,21	-0,07	0,23	0,63	0,15	0,05	0,84	0,44	0,12	0,50	0,50	0,50	0,52
Pb	-0,51	0,40	0,36	0,22	0,33	0,53	0,39	-0,12	0,39	0,57	0,70	0,58	0,73	0,67	0,63	0,60
Cu	-0,40	0,45	0,56	0,49	0,74	0,62	-0,01	0,06	0,84	0,19	0,54	0,43	0,48	0,38	0,42	0,38
Zn	-0,18	0,52	0,66	0,59	0,66	0,69	-0,33	0,22	0,77	-0,02	0,36	0,53	0,38	0,32	0,34	0,29
Co	-0,17	0,14	-0,11	-0,03	-0,26	0,08	0,12	-0,08	-0,05	0,36	-0,14	-0,14	0,17	0,07	0,15	0,16
Ni	-0,45	0,41	0,28	0,16	0,15	0,37	0,26	0,13	0,60	0,20	0,10	-0,01	0,25	0,10	0,20	0,17
Cr	0,07	0,30	0,34	0,40	0,21	0,45	-0,35	0,08	0,27	-0,13	0,04	0,12	0,09	0,11	0,10	0,07

Основными аргументами в пользу гидротермально-осадочной модели представляются «холмообразная» и пластообразная формы «придонных гидротермальных построек», слоистость, присутствие гематит-кварцевых обломков в перекрывающих отложениях и их ксенолитов в лавах, наличие жильных «подводящих каналов» и межподушечных заполнений, а также глобулярных колломорфных микроструктур, свойственных продуктам коагуляции и литификации геля [Зайкова, Зайков, 2003]. Считается, что находки гематитизированного бентоса в составе гематит-кварцевых тел являются дополнительным аргументом в пользу придонного гидротермального происхождения этих пород [Жуков, Леонова, 1999]. Для обоснования ведущей роли гидротермальной со-

ставляющей обычно приводятся данные по высоким значениям литогеохимических или «генетических» модулей, таких как (Fe+Mn)/Ti и Si/Al. При этом предполагается, что Fe, Mn и Si, «свободные» от Al и Ti, входят в состав гидротермальных компонентов, а Al и Ti представлены литогенной составляющей [Зайкова, 1991; Старикова, 2001]. Одним из аргументов также является вероятное сходство линзообразных гематит-кварцевых тел с современными гидротермальными постройками [Зайков, 1991; Зайкова, 1991; Зайкова, Зайков, 2003].

Однако полученные авторами петрографические данные свидетельствуют о значительной роли первичных гиалокластогенных, карбонатных и кластогенных сульфидных компонентов в формировании кремнисто-железистых

пород в колчеданосных зонах Южного Урала. В ряде работ рассматриваются признаки придонно-метасоматического апокарбонатного [Хворова, 1979; Григорьев, Золотарев, 1979], апогиалокластитового [Пуркин, Денисова, 1987; Злотник-Хоткевич, 1989; Масленников, 1991, 1999], апосульфидного [Злотник-Хоткевич, 1989; Масленников, 1991, 1999] происхождения кремнисто-железистых пород. Очевидно, линзообразная и пластообразная форма тел, гематитизация пород лежачего бока, ритмичная слоистость свидетельствуют лишь о придонных условиях минералообразования, но не несут признаков гидротермального формирования осадков. Конвергентными являются микроструктуры, указывающие на раскристаллизацию геля. Они могут быть свойственны не только гидротермально-осадочным образованиям, но и продуктам подводного преобразования вулканических стекол [Дриц, Коссовская, 1989]. Интерпретации «генетических» модулей, основанные на представлениях об инертности Ti и Al, также являются спорными, поскольку поведение этих элементов при разных вариантах гальмиролиза осадков не рассматривалось. Проблематичным является химическое осаждение кремнезема и железа на обширных площадях вследствие недосыщенности ими морской воды [Чухров, 1955; Herzig et al., 1988; Duhig et al., 1992], хотя пригидротермальное отложение кремнезема, гидрооксидов и силикатов железа на выходах гидротермальных источников, а также разнос их в виде флокул на большие расстояния, судя по современным наблюдениям [Williams, Crerar, 1985; Лисицын, 1993; Bogdanov et al., 1997], отрицать невозможно.

Таким образом, многие признаки гидротермально-осадочного происхождения кремнисто-железистых отложений Южного Урала являются конвергентными. Более определенными остаются лишь апогиалокластитовые, апокарбонатные и апосульфидные микротекстуры, в которых «просвечивают» реликтовые гиалокласты, рудокласты и биокласты, иногда почти полностью превращенные в гематит-кварцевые агрегаты. Признаки придонного разложения и окисления гиалокластогенных и сульфидных частичек наводят на мысль об участии гальмиролиза в процессах формирования кремнисто-железистых отложений. В данном случае «гальмиролиз» или «подводное выветривание» представляется как совокупность процессов существенного физико-химического и биохимического

преобразования эффузивов и осадков на поверхности дна бассейна при взаимодействии их с морской водой [Hummel, 1922]. Гальмиролиз можно рассматривать как процесс, промежуточный между стадиями осаждения и диагенеза или как своеобразную разновидность диагенеза [Ларсен, Чилингар, 1971]. Например, рядом исследователей гальмиролиз рассматривается в узком смысле, как ранняя окислительная стадия диагенеза [Кленова, 1948]. В ряде случаев разделение признаков процессов гальмиролиза и диагенеза затруднительно, поэтому используют совмещенный термин «гальмиролиз-диагенез» [Геохимия..., 1980]. Специфическими гидроэлювиальными продуктами подводного выветривания, почти полностью утратившими облик исходных осадков, являются «гальмиролититы» [Фролов, 1992] или «гальмиролитические ферритолиты» [Шванов и др., 1998].

В отличие от собственно диагенеза, происходящего в закрытой системе поровых вод, гальмиролиз развивается в открытой системе при неограниченном доступе океанической воды и несет черты процессов, характерные для выветривания, включая интенсивный гидролиз, гидратацию и окисление, приводящие к существенной деструкции вещества и значительному химическому обмену с морской водой. К гальмиролизу относятся не только процессы преобразования рыхлых осадков, но и субмаринное выветривание эффузивов, а также литифицированных придонных сульфидных и карбонатных построек. Сопровождающий гальмиролиз аутигенез минералов связан с началом диагенеза, обеспечивающего приведение в химическое равновесие исходных компонентов и продуктов гальмиролиза с иловыми и поровыми водами в закрытой системе с соответствующим превращением осадка в породу [Фролов, 1992]. Очевидно, процессы гальмиролиза протекают не только на поверхности осадка, но и на некоторой глубине в зоне действия морских вод [Фербридж, 1971]. Благоприятные условия для гальмиролиза возникают в открытых океанических бассейнах с малыми скоростями осадконакопления [Кронен, 1982; Фролов, 1992]. На интенсивность процессов подводного выветривания влияет разнородность компонентов, слагающих осадки и их реакционная способность по отношению к морской воде и друг к другу и увеличение интенсивности биогенных процессов. Такими условиями для гальмиролиза, очевидно, обладали отдельные участки эф-

фузивно-гиалокластитовых осадков колчеданосных зон Уральского палеоокеанического бассейна, на примере которых и рассматривается поставленная проблема.

С гальмиролизом связаны значительные преобразования осадков, сопровождающиеся как привносом K^+ , Mg^{2+} , H_2O из морской воды, так и выносом части Si^{4+} , Ca^{2+} , Al^{3+} , Ti^{4+} , иногда Na^+ , Mn^{2+} , в морскую воду [Seyfried et al., 1978; Nonnalez, 1981; Alt et al., 1986; Русинов, 1989]. Дифференциация кремния и алюминия является одним из важнейших и еще слабо изученных процессов преобразования вулканокластитов в различных рН условиях [Депплес, 1971; Шварцев, 1977; Матвеева и др., 1980]. Признаки окремнения гиалокластитов выглядят парадоксально, так как известно, что SiO_2 при любых рН обычно растворяется в значительно больших количествах, чем Al_2O_3 [Лукашев, 1964].

В гиалокластитах кислого и основного состава, распространенных в колчеданосных зонах Южного Урала, крупнообломочные (от первых миллиметров до 2-3 см) гиалокластиты, представленные в настоящее время хлорит-иллитовыми агрегатами с реликтами альбита, несут признаки выноса кремнезема и привноса магния. Напротив, на месте тонкообломочного гиалокластического материала находится кварцевый цемент, образовавшийся при гидролизе алюмосиликатов. На придонный характер процессов формирования цемента указывают ксенолиты гиалокластитов и обломков кварцевого цемента в перекрывающих лавах. Окремнению также подвергнуты верхние части ритмов гиалокластитовых турбидитов, представлявшие тонкодисперсные микрообломочные илы [Масленников, 1991].

Вероятно, при гальмиролизе гиалокластитов имеют место как процессы десицификации, так и силификации [Депплес, 1971; Фербридж, 1971]. В последнем случае при разложении алюмосиликатов в средах, где алюминий может присутствовать в растворенном состоянии, алюмоокислородные связи, ввиду большего процента ионности, легче разрушаются, чем кремнекислородные, и поэтому наблюдается преимущественный выход Al из минералов в раствор в сравнении с кремнием [Матвеева и др., 1975]. Данная схема подтверждается установленной нами последовательностью минералообразования – от минералов с высокими содержаниями алюминия к силикатам и, наконец, к кварцу и, иногда, гематиту. Очевид-

но, Si дольше удерживается в структуре алюмосиликатов (сметитов), по сравнению с алюминием, и поэтому накапливается в осадке. При этом место Al^{3+} при благоприятных условиях занимает Fe^{3+} . Например, разложение ферринотронитов до гизингеритов с дальнейшим выносом алюминия и формированием коллоидных и аморфных Fe-Si гидрооксидных фаз – известное явление, происходящее как в субэвральных [Витовская, 1986], так и в субмаринных корах выветривания [Kohyama et al., 1973; Дриц, Коссовская, 1980].

Вместе с тем, остаются дискуссионными интерпретации причин как выноса, так и концентрирования в осадках обычно немобильных элементов-гидролизатов, таких как Al, Ti и PЗЭ. Пути решения этой проблемы видятся в оценке влияния карбонатных или сульфидных примесей на рН иловых вод, поскольку вынос большинства элементов-гидролизатов возможен лишь в виде карбонатных комплексов, устойчивых в щелочных условиях [Набиванец, Омельченко, 1970; Балашов, 1976; Лисицын и др., 1980; Агапова, 1989; Hage et al., 1993; Su Chunming, Suarez, 1997; Wood., 1999]. Щелочные условия возникают при гидролизе алюмосиликатов, при котором ион водорода H^+ связывается с образующимися при этом глинистыми минералами, а гидроксильная группа OH^- , нейтрализуя заряд подвижных катионов в растворе, повышает его щелочность [Келлер, 1963; Гинзбург, 1975; Шварцев, 1977]. По расчетам гальмиролиз пепла обычной морской водой (100 г пепла на 1 кг H_2O) приводит к повышению рН донных вод до 11,5 [Дистанов, 1992]. Это один из возможных вариантов выноса элементов-гидролизатов при формировании джасперитов.

В отличие от типичных джасперитов, в хлорит-гематитовых госсанитах концентрировались Al, Ti, P и PЗЭ [Теленков, Масленников, 1995]. При формировании госсанитов субнейтральные условия, возникавшие при окислении примесного пирита, вероятно, не способствовали процессу выноса элементов-гидролизатов. Параллельно с этим, в присутствии карбонатов, в нейтральных и субщелочных условиях могло накапливаться железо [Масленников, 1999].

Появление положительной аномалии Eu, а также отрицательной аномалии Ce в «зрелых» госсанитах, так же как и в современных апосульфидных осадках, может быть объяснено процессами сорбции из морской воды [Дубинин, Волков, 1988; Barret et al., 1990; Mills, El-

derfield, 1995]. С другой стороны, это может быть результатом различной растворимости РЗЭ, поступающих в окисляющийся сульфидный осадок из гиалокластитов [Maslennikov et al., 2003]. Однако последняя идея, не противоречащая первой, требует дальнейшего развития.

Безусловно, гидротермальные потоки, содержащие H^+ , при смешении с морской водой, так же как и гальмиролиз, могли способствовать гидролизу алюмосиликатов и смектизации гиалокластического материала с формированием аналогов придонных гидротермальных холмов. Возможно, в ряде случаев могут быть обнаружены продукты пригидротермального гальмиролиза гиалокластитов. Однако, судя по литологическим наблюдениям, во многих случаях связь между формированием апогиалокластитовых кремнисто-железистых пород и гидротермальной деятельностью, вероятно, была парагенетической, а не генетической.

Гидротермальные источники, так же как и зоны просачивания восстановленных газов, обычно сопровождаются аномальным бактериальным хемосинтезом. На развитие бактериального хемосинтеза в колчеданоносных зонах Урала указывают находки специфической пригидротермальной фауны (вестиментиферы, полихеты и др.) и сульфидных строматолитов [Масленников, 1991, 1999; Кузнецов, и др. 1993; Little et al., 1999]. Можно предполагать, что пригидротермальные бактерии и органическое вещество, смешанные с гиалокластитами, и были причиной активного гальмиролиза и формирования пригидротермальных кремнисто-железистых отложений.

Заключение

Не отрицая теоретической возможности поступления и локального отложения гидротермального железистого материала и кремнезема, следует заметить, что в колчеданоносных зонах Южного Урала нередко надежными оказываются признаки гальмиролитического происхождения кремнисто-железистых отложений, включающие реликтовые текстуры и структуры придонного замещения гиалокластов, биокластов и кластогенных сульфидов, а также минералого-геохимические данные по выносу обычно малоподвижных элементов-гидролизатов. Гиалокластиты, так же как и гидротермальные компоненты, могли служить источником железа, кремнезема и других элементов, необходимых

для формирования кремнисто-железистых пород. С этой позиции разнообразие околорудных кремнисто-железистых отложений на уральских колчеданных месторождениях определялось исходными соотношениями примесных компонентов, участвовавших в гальмиролизе гиалокластических осадков. Джаспериты могли образоваться в результате гальмиролиза гиалокластических осадков в присутствии карбонатов. При формировании госсанитов в процессах гальмиролиза, кроме гиалокластического и карбонатного материала, участвовали сульфидные частички. Появление умбритов в кровле слоев джасперитов и госсанитов обязано диагенетической миграции марганца из нижних частей слоя в более окислительные придонные обстановки минералообразования.

Установленные многочисленные биоморфные микроструктуры в кремнисто-железистых образованиях могут свидетельствовать о возможном микробиальном воздействии на процессы придонного разрушения гиалокластов с формированием Fe-Si ассоциаций. Вероятно, преобразование гиалокластитов до гематит-кварцевых ассоциаций в основном происходило в период активности этих биологических катализаторов.

Во многих случаях апогиалокластитовые и апосульфидные железистые породы в результате процессов гальмиролиза-диагенеза почти полностью утрачивают облик исходных осадков. Поэтому, вместо казалось бы безусловного и распространенного термина «эксгалиты» [Peter, Scott, 1999; Davidson, 2001], эти породы, в случае обоснования их придонного апогиалокластического или апосульфидного происхождения, целесообразно называть «гальмиролититы» или «диагениты».

Полученные данные наводят на мысль о возможно более значительной роли гальмиролиза в железнакоплении и кремненакоплении, чем это предполагалось ранее. Исследование роли бактериальных процессов при гальмиролизе гиалокластитов и сульфидных рудокластитов может явиться весьма обнадеживающим направлением в будущих генетических построениях.

Авторы признательны К. Беккеру, Б. Бушману, М.Н. Маляренку, В.А. Котлярову, Р. Херрингтону, Л.Б. Данюшевскому и Р. Ларжу за помощь в выполнении аналитических работ.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (05-05-64532, 04-05-96018-

p2004Урал_a), программы «Университеты России» (УР.09.01.448).

Список литературы

- Авдонин В.В., Гончарова Т.Я.* Фации колчеданосных вулканогенных комплексов. М.: Изд-во МГУ, 1986. 163 с.
- Агапова Г.Ф., Модников Е.М., Шмариович Е.М.* Экспериментальное изучение поведения титана в термальных сульфидно-карбонатных растворах // Геология рудных месторождений. 1989. № 2. С. 73-79.
- Аюпова Н.Р.* Умбриты Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 83-88.
- Аюпова Н.Р.* Поведение кальция при формировании умбритов Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс: Геотур, 2001. С. 129-134.
- Аюпова Н.Р.* Лейкоксен в умбритах из колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. № 12. С. 32-41.
- Аюпова Н.Р.* Марсшурит из Узельгинского колчеданосного поля (Южный Урал) // Записки ВМО. 2003а. № 4. С. 58-61.
- Аюпова Н.Р.* Особенности преобразования гиалокластов кислого состава при формировании джасперитов на Узельгинском колчеданосном поле (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003б. С. 215-221.
- Аюпова Н.Р.* Апогиалокластитовые железистые и марганцовистые породы Узельгинского колчеданосного поля (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. 19 с.
- Аюпова Н.Р., Масленников В.В.* Гальмиролиты Узельгинского колчеданосного поля (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 199 с.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
- Брусницын А.И.* Файзулинская группа марганцевых месторождений (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс: Геотур, 2001. С. 111-120.
- Брусницын А.И., Кулешов В.Н.* Генезис карбонатов из марганцевых руд Южного Урала по данным изотопного состава углерода и кислорода // Металлогения древних и современных океанов-2004. Достижения на рубеже веков. Миасс: Геотур, 2004. С. 119-127.
- Витовская И.В.* Нонтронит – структура и генезис // Кора выветривания. М.: Наука, 1986. С. 26-32.
- Гаврилов А.А.* Эксгалиционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 216 с.
- Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с.
- Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980. 288 с.
- Гептнер А.Р.* Палагонит и процесс палагонитизации // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 5. С. 113-130.
- Гинзбург И.И.* Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений // Геология рудных месторождений. 1975. № 6. С. 55-74.
- Григорьев В.Н., Золотарев Б.П.* Сравнение геосинклинального и океанского осадконакопления и вулканизма // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 205-218.
- Депплес Э.К.* Кремнезем как фактор диагенеза (и катагенеза) // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 291-306.
- Дистанов Э.Г.* Роль пеплового материала в вулканогенно-осадочном минералообразовании бора // Тез. докл. конф. «Вулканогенно-осадочное рудообразование». СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 39-41.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 1. С. 84-14.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Смектиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и в океанах // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7-37.
- Дубинин А.В., Волков И.И.* Механизмы накопления РЗЭ в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1988. № 8. С. 647-662.
- Жуков И.Г., Леонова Л.В.* Бентосная фауна придонной гидротермальной постройки Файзуллинского низкотемпературного палеогидротермального поля // Металлогения древних и современных океанов-1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 74-79.
- Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 1991. 206 с.
- Зайков В. В.* Условия сульфидного рудообразования в древних океанах // Металлогения древних и современных океанов-97. Процессы рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 38-46.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В.* Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 146 с.
- Зайкова Е.В.* Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 1991. 134 с.
- Зайкова Е.В., Зайков В.В.* Признаки придонного гидротермального происхождения железисто-кремнистых построек Магнитогорско-Мугоджарской

- островодужной системы Урала // Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 208-215.
- Злотник-Хоткевич А.Г.* Условия формирования руд колчеданных месторождений в вулканогенных геосинклиналях. Автореф. докт. дисс. М.: ЦНИГРИ, 1986. 47 с.
- Злотник-Хоткевич А.Г.* Железистые и кремнисто-железистые осадки колчеданных месторождений // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 45-52.
- Келлер У.Д.* Основы химического выветривания // Геохимия литогенеза. М.: Изд. Иностранной литературы, 1963. С. 85-195.
- Кленова М.В.* Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948. 500 с.
- Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
- Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В.* Пригидротермальная фауна Силурийского палеоокеана Южного Урала // Изв. РАН. Сер. биол. 1993. № 4. С. 525-534.
- Ларсен Г., Чилингар Дж.В.* Введение // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 9-26.
- Лисицын А.П.* Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов. М.: Наука, 1993. С. 147-246.
- Лисицын А.П., Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н. и др.* Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. 239 с.
- Лукашев К.И.* Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграций. Минск: Наука и техника, 1964. 459 с.
- Малеев Е.Ф.* Вулканиды. М.: Недра, 1980. 240 с.
- Масленников В.В.* Литологический контроль медно-колчеданных руд. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 141 с.
- Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Масленников В.В., Василенко В.Н.* Геохимические особенности слоистых вулканогенно-осадочных горизонтов на Сибайском медно-колчеданном месторождении // Научно-методические основы геохимических поисков рудных месторождений на Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 110-115.
- Масленников В.В., Зайков В.В.* О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1434-1437.
- Масленников В.В., Котляров В.А.* Микроструктуры кварц-гематитовых пород Сибайского и Октябрьского медно-колчеданных месторождений (Южный Урал) // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 73-82.
- Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С.* Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Матвеева Л.А., Рождественская З.С., Васильева Л.А.* Экспериментальные данные об условиях образования месторождений каолинита в разбавленных растворах // Вторичные изменения бокситов из СССР. М.: Наука, 1980. С. 128-155.
- Набиванец Б.И., Омельченко Ю.А.* Карбонатные комплексы титана (IV) в растворе // Журнал неорганической химии. 1986. Т. 31. Вып. 2. С. 356-359.
- Пуркин А.В., Денисова Т.А.* Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 1987. 190 с.
- Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 214 с.
- Санько Л.А., Масленников В.В.* Придонные гидротермальные постройки Талганского колчеданного месторождения // Придонные гидротермальные постройки колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 91-94.
- Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Наука, 1972. 217 с.
- Старикова Е.В.* Поведение железа и марганца в гидротермально-осадочном процессе: анализ природных и расчетных данных // Металлогения древних и современных океанов-2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс: Геотур, 2001. С. 71-77.
- Теленков О.С., Масленников В.В.* Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.
- Фербридж Р.У.* Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27-91.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
- Хворова И.В.* Парагенезисы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 38-59.
- Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др.* Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Шварцев С.Л.* Факторы, контролирующие направленность выветривания пород // Кора выветри-

- вания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С.133-139.
- Albers J.P., Robertson J.F.* Geology and ore deposits of the East Shasta copper-zinc district, Shasta County, California // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1961. V. 338. 107 p.
- Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R.* Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust. Deep Sea Drilling Project hole 504 B: mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interaction // J. Geophys. 1986. V. 91. P. 10309-10335.
- Barret T.J., Jarvis I., Jarvis K.E.* Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge // Geology. 1990. V. 18. P. 583-586.
- Barriga F.J.A.S., Fyfe W.S.* Giant pyritic base-metal deposits: the example of Feitais (Aljustrel, Portugal) // Chem. Geology. 1988. V. 69. P. 331-343.
- Bogdanov Yu.A., Lisitzin A.P., Binns R.A. et al.* Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin Seamount, Woodlark basin, Papua New Guinea // Marine Geology. 1997. V. 142. P. 99-117.
- Boyle J.F.* The composition and origin of metalliferous sediments from the Troodos ophiolite, Cyprus // Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Cyprus Geological Surv. Department, 1990. P. 705-718.
- Constantinou G., Govett G.J.S.* Genesis of sulphide deposits, ochre and amber of Cyprus // Trans. Inst. Mining Metal. 1972. V. B81. P. 34-36.
- Davidson G.J., Stolz A.J., Eggins S.M.* Geochemical anatomy of silica iron exhalites: evidence for hydrothermal oxyanion cycling in response to vent fluid redox and thermal evolution (Mt. Windsor Subprovince, Australia) // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 1201-1226.
- Duhig N.C., Stolz J., Davidson G.J., Large R.R.* Cambrian microbial and silica gel textures in silica iron exhalites from the Mount Windsor volcanic belt, Australia: their petrography, chemistry and origin // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 582-587.
- Eggleton R.A., Keller J.* The palagonitization of limburgite glass – a TEM study // Neues Jahrb. Mineral. 1982. H 7. P. 321-336.
- Fleet A.J., Robertson A.H.F.* Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman // J. Geol. Soc. 1980. V. 137. Pt. 4. P. 403-422.
- Grenne T., Slack J.F.* Bedded jaspers of the Ordovician Lokken ophiolite, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels // Mineral. Deposita. 2003. V. 38. P. 625-639.
- Hage W., Hallbrucker A., Mayer E.* Carbonic acid: Synthesis by protonation of bicarbonate and FTIR spectroscopic characterisation via a new cryptogenic technique // J. Amer. Chem. Soc. 1993. V. 115. P. 8427-8431.
- Haskin L.A., Frey F.A., Schmitt R.A., Smith R.H.* Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distribution // Physics and chemistry of the Earth. Pergamon Press, 1966. P. 167-321.
- Hay R.L., Ijima A.* Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu group on Oahu, Hawaii // Geol. Soc. Amer. Mem. 1968. V. 116. P. 34-53.
- Hekinian R., Fevrier M., Bischoff G. L. et al.* Sulphide deposits from the East Pacific Rise near 21°N // Science. 1980. V. 207. P. 1433-1453.
- Herzig P.M., Hannington M.D., Scott S.D. et al.* Gold-rich sea-floor gossans in the Troodos ophiolite and on the Mid-Atlantic ridge // Econ. Geol. 1991. V. 86. P. 1747-1755.
- Herzig P.M., Becker K.P., Stoffers P. et al.* Hydrothermal silica chimney fields in the Galapagos spreading center at 86°W // Earth Planet Sci. Letter. 1988. V. 89. P. 261-272.
- Honnorez J.* The aging of the oceanic crust at low temperature // The sea. New York: Wiley, 1981. P. 525-587.
- Hummel K.* Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmurose // Geol. Rundschau. 1922. V. 13. P. 40-81.
- Jenkyns H.C.* Pelagic environments // Sedimentary environments and facies. Oxford, 1986. P. 343-397.
- Karpoff A.M., Walter A.V., Pelumio C.* Metalliferous sediments within lava sequences of the Samail ophiolite (Oman): mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution // Tectonophysics. 1988. V. 151. P. 223-245.
- Kohyama N., Shimoda S., Sudo T.* Iron-rich saponite (ferrous and ferric forms) // Clays and Clay Minerals. 1973. V. 21. P. 43-54.
- Kuypers E.P., Denier Ch.P.* Volcanic exhalative manganese deposits of the Micoya ophiolite complex, Costa Rica // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 672-692.
- Little C.T.S., Maslennikov V.V., Morris N.J., Gubanov A.P.* Two palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia // Palaeontology. 1999. V. 42. № 6. P. 1043-1078.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.E., Danyushevsky L. V.* Implication of halmirolysis in migration of REE during formation of ferruginous sedimentary rocks in Uvelga massive sulphide deposits, Southern Urals (Russia) // Mineral exploration and sustainable development. Proceedings Seventh Biennial SGA meeting. Athens, 2003. V. 1. P. 147-150.
- Mills R.H., Elderfield H.* Hydrothermal activity and the geochemistry of metalliferous sediments // Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological and geological interactions / Ed. S.E. Humphris et al. AGU Geophysical monograph. 1995. V. 91. P. 392-407.
- Peter J.M., Scott S.D.* Windy Craggy, Northwestern British Columbia: The World's Largest Besshi-Type Deposit. Volcanic-associated massive sulphide deposits: processes and examples in modern and ancient setting // Econ. Geol. 1999. V. 8. P. 261-295.
- Robertson A.H.F., Varnavas S.P., Panagos A.G.* Ocean ridge origin and tectonic setting of Mesozoic

КРЕМНИСТО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ

sulfide and oxide deposits of the Argolis Peninsula of the Peloponnesus, Greece // *Sediment. Geology*. 1987. V. 53. Is. 1-2. P. 1-32.

Seyfried W.E.J., Shanks W.C.I., Dibble W.E.J. Clay mineral formation in DSDP leg 34 basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 41. P. 265-276.

Su Chunming, Suarez D.L. In situ infrared speciation of adsorbed carbonate on aluminium and iron

oxides // *Clays and Clay Minerals*. 1997. V. 45. № 6. P. 814-825.

Williams L.A., Crerar D.A. Silica diagenesis, II. General mechanisms // *J. Sediment. Petrol.* 1985. V. 55. P. 312-321.

Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium // *Chem. Geol.* 1999. V. 82. P. 159-186.

Рецензент член-корр. РАН А.В. Маслов