



Анатолию Иннокентьевичу Иванову – главному редактору журнала «Отечественная геология», доктору геолого-минералогических наук, заслуженному геологу Российской Федерации 17 февраля 2016 г. исполнилось 65 лет.

Анатолий Иннокентьевич после окончания в 1963 г. Иркутского Государственного университета начал свою трудовую деятельность в ПГО «Иркутскгеология», где проработал до 1991 г. в должностях геолога, старшего геолога, начальника партии, ведущего геолога. В 1992–2011 гг. А.И.Иванов – генеральный директор ЗАО «Офит», ЗАО «Сибирская геологическая компания».

С 2012 г. А.И.Иванов – первый заместитель директора, а с октября 2015 г. – директор ФГУП ЦНИГРИ.

Анатолий Иннокентьевич имеет большой опыт производственных геологоразведочных работ, в процессе которых им лично и под его непосредственным руководством выявлены: золоторудные месторождения Ожерелье (2004), Ыканское (2004), Аройское (2007); месторождения гипса – Усть-Куретское (2004, 2007) и талька – Камчадал (2003); перспективные рудопроявления золота в пределах Светловского (Северное, Дорожное, Дальнее), Верхне-Угаханского (Верхне-Угаханское), Атыркан-Кудускитского (Атырканское и Кудускитское) и Нирундинского (Петровское) рудных полей; Витимский железорудный район (рудопроявления Язовское, Гремучее, Чистое и др.); Тонодский оловорудный район (рудопроявления Находка, Сентябрьское, Серебристое); оловянные, вольфрамовые и молибденовые проявления в Муйском, Нечерском, Бодайбинском рудных районах.

А.И.Иванов – крупный специалист по геологической съемке, поискам, оценке месторождений с подсчетом запасов рудных и неметаллических полезных ископаемых. Он является автором 25 производственных отчетов, проекта методических рекомендаций «Экспрессная методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах» (ФГУП ЦНИГРИ, 2014); монографий: Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1992; Докембрий Патомского нагорья. – М.: Недра, 1995; Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: Полиграфическая база ЦНИГРИ, 2014.

А.И.Иванов награжден медалями «За заслуги в разведке недр» (1984), «За трудовую доблесть» (1985).

Поздравляем Анатолия Иннокентьевича и желаем ему крепкого здоровья и плодотворных успехов в научной деятельности.

*Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Минерогения магматических формаций Северного Кавказа

Е.В.БЕЛЯЕВ, В.А.АНТОНОВ, В.П.АРЮТИНА, Ф.А.ЗАКИРОВА, В.С.ПОЛЯНИН, В.С.ТОХТАСЬЕВ, Т.А.ЩЕРБАКОВА, Г.И.ЯРОЧКИН (Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых» (ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»); 420097, г. Казань, ул. Зинина, д. 4)

Приводится краткая характеристика месторождений и проявлений неметаллических полезных ископаемых Северного Кавказа, связанных с магматическими формациями трех основных мегакомплексов: догерцинско-среднегерцинского, позднегерцинско-раннекиммерийского, киммерийского и альпийского. Наиболее масштабный рудогенез неметаллов связан с киммерийским и догерцинско-ранне-среднегерцинским мегакомплексами формаций. К магматическим образованиям первого мегакомплекса относится ряд продуктивных формаций: лейкогранитовая (волластонит, облицовочные камни, полевошпатовое сырье), габбро-диабазовая (облицовочные камни, сырье для производства базальтового волокна), гранито-диоритовая (полевошпатовое сырье), андезит-дацитовая (облицовочные камни, полевошпатовое сырье).

Ключевые слова: неметаллическое, полезное, ископаемое, магматическая, формация, мегакомплекс, запасы, прогнозные, ресурсы, Северный, Кавказ.

Беляев Евгений Владимирович, bel@geolnerud.net
Антонов Вадим Алексеевич, root@geolnerud.net
Арютина Валентина Павловна, root@geolnerud.net
Закирова Фирдаус Абдрахмановна, root@geolnerud.net
Полянин Валерий Сергеевич, root@geolnerud.net
Тохтасьев Валерий Степанович, root@geolnerud.net
Щербакова Татьяна Анатольевна, root@geolnerud.net
Ярочкин Геннадий Иванович, root@geolnerud.net

Minerageny of magmatic formations of North Caucasus

E.V.BELYAEV, V.A.ANTONOV, V.P.ARUTINA, F.A.ZAKIROVA, V.S.POLYANIN, V.S.TOKHTASYEV, T.A.SHCHERBAKOVA, G.I.YAROCKIN

We give a brief characteristic of deposits and manifestations of non-metallic minerals of North Caucasus, linked with magmatic formations of three fundamental mega complexes: pre Hercynian – middle Hercynian, late Hercynian – early Cimmerian, Cimmerian and Alpine. The most wide scale genesis of non-metals is connected with the late Hercynian – early Cimmerian and pre Hercynian – early middle Hercynian formation complexes. Magmatic formations of the first mega complex include range of productive formations: leucogranite (wollastonite, facing stones, feldspar raw-stuff), habbro-diabasic (facing stones, raw basalt fiber), granite-diorite (feldspar raw-stuff), andesite-dacitic (facing stones, feldspar raw-stuff).

Key words: non-metallic, mineral, magmatic, formation, mega complex, resource, forecasted, North Caucasus.

Традиционно общепринятым является тезис о приуроченности наиболее масштабных по видам сырья и минеральному потенциалу объектов неметаллических полезных ископаемых Северного Кавказа к морским и континентальным осадочным формациям. Изучению связи залежей нерудного сырья с магматическими комплексами, на взгляд авторов, не уделяется достаточного внимания, поэтому в представленной работе они сделали попытку хотя бы в небольшой степени восполнить этот пробел.

В соответствии с главными этапами развития Большого Кавказа магматическая деятельность в изучаемом

регионе происходила в течение четырех тектономагматических циклов, в которые были сформированы соответствующие мегакомплексы магматических формаций: догерцинско-среднегерцинский, позднегерцинско-раннекиммерийский, киммерийский и альпийский (табл. 1).

Два первых структурно-вещественных комплекса (СВК) образуют доюрское ядро Кавказской складчатой области. В пределах догерцинско-среднегерцинского основания области выделяются три тектоноформационные зоны, характеризующиеся достаточно четко выраженной спецификой слагающих их магматических формаций:

1. Магматические формации Северного Кавказа и их минерогеническая специализация

Мегакомплекс формаций	Тектоническая структура	Формация (ассоциация, субформация) и ее возраст	Интрузивные комплексы, массивы, вулканические комплексы и свиты	Петрографический состав	Минерогеническая специализация
Альпийский	Зоны Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа	Андезито-дацит-риолитовая (Q_E-Q_N)	Эльбруско-Казбекский комплекс	Риолиты, риодациты, дациты, их туфы, игнимбриты, пемзы, андезито-дациты, андезиты	–
	Терско-Каспийский прогиб	Андезито-дацит-риолитовая (N_2-Q_E)	Свиты рухс-дзуар, баксан-гесская и урхаюковская	Вулканический пепел, лавы и туфы риолитов, дацитов и андезитов	Перлитовое сырье, облицовочные и строительные камни
	Зона Передового хребта	Гранитовая (γN_2)	Тырныаузский и теплинский комплексы	–	–
	Минераловодский выступ (Северо-Кавказский краевой массив)	Граносиенит-порфировая (gsN_1)	Кавминводский комплекс	Кварцевые сиенит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры	Борное сырье
	Зона Передового хребта	Лейкогранитовая (lvJ_2)	Эльджуртинский комплекс	Лейкокраповые граниты	Волластонит, облицовочные камни, полевошпатовое сырье
Киммерийский	Зона Главного хребта	Габбро-диорит-гранитовая ($v\delta\gamma J_2sk$)	Санчаро-кардыачский (эперский) комплекс	Граниты (в том числе щелочные), кварцевые диориты, диориты, габбро, габбро-пегматиты	–
	Зона Бокового хребта Восточного Кавказа	Габбро-диабазовая (gdJ_2)	Казбекский и кахетинский комплексы	Диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты	Облицовочные камни, сырье для производства базальтового волокна
	Зона Главного хребта	Базальтовая (J_2b)	Бутультинская свита	Лавы и лавобрекчий базальтов, спилиты	–
	Зона Северо-Кавказской моноклинали	Спилит-кератофировая (J_2sk)	–	Спилиты, кератофиры	Полевошпатовое сырье, облицовочные камни
	Фиагдонская зона	Габбро-диабазовая (gdJ_1f)	Фиагдонский вулканоплутонический комплекс	Вариолиты, шаровые лавы, мандельштейновые порфириты, спиллиты и их туфы Габбро-диабазы и диабазы	Сырье для производства базальтового волокна Высококачественное кварцевое сырье
	Лабино-Малкинская зона	Гранито-диоритовая ($\pi\delta\gamma J_1m$)	Маринский вулканоплутонический комплекс	Диоритовые и ортоклазовые порфириты, риты, гранит-порфиры	Полевошпатовое сырье
		Андезито-дацитовая (J_1ad)		Лавы, лаво- и туфобрекчий андезитов, дацитов, туфоконгломераты	Облицовочные камни, полевошпатовое сырье

Мегакомплекс формаций	Тектоническая структура	Формация (ассоциация, субформация) и ее возраст	Интрузивные комплексы, массивы, вулканические комплексы и свиты	Петрографический состав	Минералогическая специализация
Позднегерцинско-раннекиммерийский	Зона Главного хребта	Диорит-гранодиоритовая ($\delta\gamma T_3$)	Цейский и чучурский комплексы	Гранодиориты, гранодиорит- и диорит-порфиры	–
	Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, зона Главного хребта	Гранитовая (γPZ_3)	Малкинский и улукамский комплексы	Биотитовые микроклиновые граниты и гранодиориты, двуслюдяные граниты	Высокоглиноземистое сырье, полевошпатовое сырье, облицовочные камни
	Зона Передового хребта	Риолито-дацитовая (P_1)	Киньрчадская свита	Риодациты, фельзит-порфиры	Полевошпатовое сырье, облицовочные камни
		Гранитовая (γPZ_2)	Белореченский и кассарский комплексы	Биотитовые граниты	Облицовочные камни, абразивное сырье
Догерцинско-среднегерцинский	Зона Передового хребта	Диорит-гранодиоритовая ($\delta\gamma PZ_2\delta$)	Чиликский комплекс	Кварцевые диориты, диориты, гранодиориты	–
		Тоналит-плагиогранитовая ($\rho\gamma PZ_{1-2}$)	Балканский комплекс	Плагиограниты, тоналиты, аляскиты, граниты пегматоидные	Абразивное сырье
		Базальт-андезит-риолитовая (D_{1-2}^v)	Кизилкольская, эльмезтинбинская и пшицерская свиты	Лавы, туфы, туффиты базальтов, дацитов, спилитов, вариолитов, андезитов, перлитов, плагиориолитов	–
		Базальт-риолитовая (D_{1-2}^v)	Даутская свита	Толентовые базальтоиды, плагиориолиты	–
	Зона Передового хребта, Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий	Габбро-плагиогранитовая ($v\rho\gamma PZ_{1-2}$)	–	Амфиболовые габбро, габбро-диориты, монцодиориты и монзониты, плагиограниты	Облицовочные камни
		Дунит-перидотитовая ($\sigma PR-PZ_{1-2}$)	Беденский, Малкинский, Исламчатский, Кыфарский, Худесский и другие массивы	Серпентинизированные гарцбургитовые перидотиты, резе дуниты, горнблендиты, лерцолиты	Апатит, асбест, камнесамоцветное сырье, магнезиальное сырье, минеральные пигменты, облицовочные камни, тальк
		Гнейсо-гранитовая ($PR-PZ_{1-2}gg$)	Бескесский, Балки Мошеной, Донифарский	Диоритовые гнейсы, тоналиты, плагиограниты	Полевошпатовое сырье, облицовочные камни
	Бичесынская антиклинальная зона				

Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, поднятия (зоны) Передового и Главного хребтов [10].

Наиболее древние метаморфические образования Карачаево-Черкесского горст-антиклинория – породы гнейсо-гранитовой формации (PR–PZ₁₋₂gg) Бескесского выступа (бассейн рек Бескес и Большая Лаба), представленные серыми гнейсами, слюдяными сланцами, плагиогнейсами с залегающими в них гранитоидами (тоналитами, плагиогранитами) Бескесского массива. С гранитоидами (SiO₂ 64–75%) нормальной (Σ 6–8%) и умеренной (8–9%) щелочности (рис. 1) связаны немногочисленные слабо изученные проявления облицовочных камней (Бескесское, Балки Мощевой, Донифарское) (рис. 2).

Более поздней по времени образования в горст-антиклинории является дунит-перидотитовая формация (σPR–PZ₁₋₂) Бичасынской и Хасаутской зон. Формация представлена Беденским, Малкинским, Исламчатынским, Нижне-Тебердинским, Худесским и другими массивами, сложенными преимущественно серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами и лерцолитами), дунитами и пироксенитами, метасоматически измененными серпентинитами [11]. Все они являются фрагментами тектонических покровов, сложенных офиолитовыми, субдукционными и коллизионными геологическими комплексами. Химический состав пород сравнительно постоянен: характерны высокая магнезиальность, низкое содержание глинозема и извести,

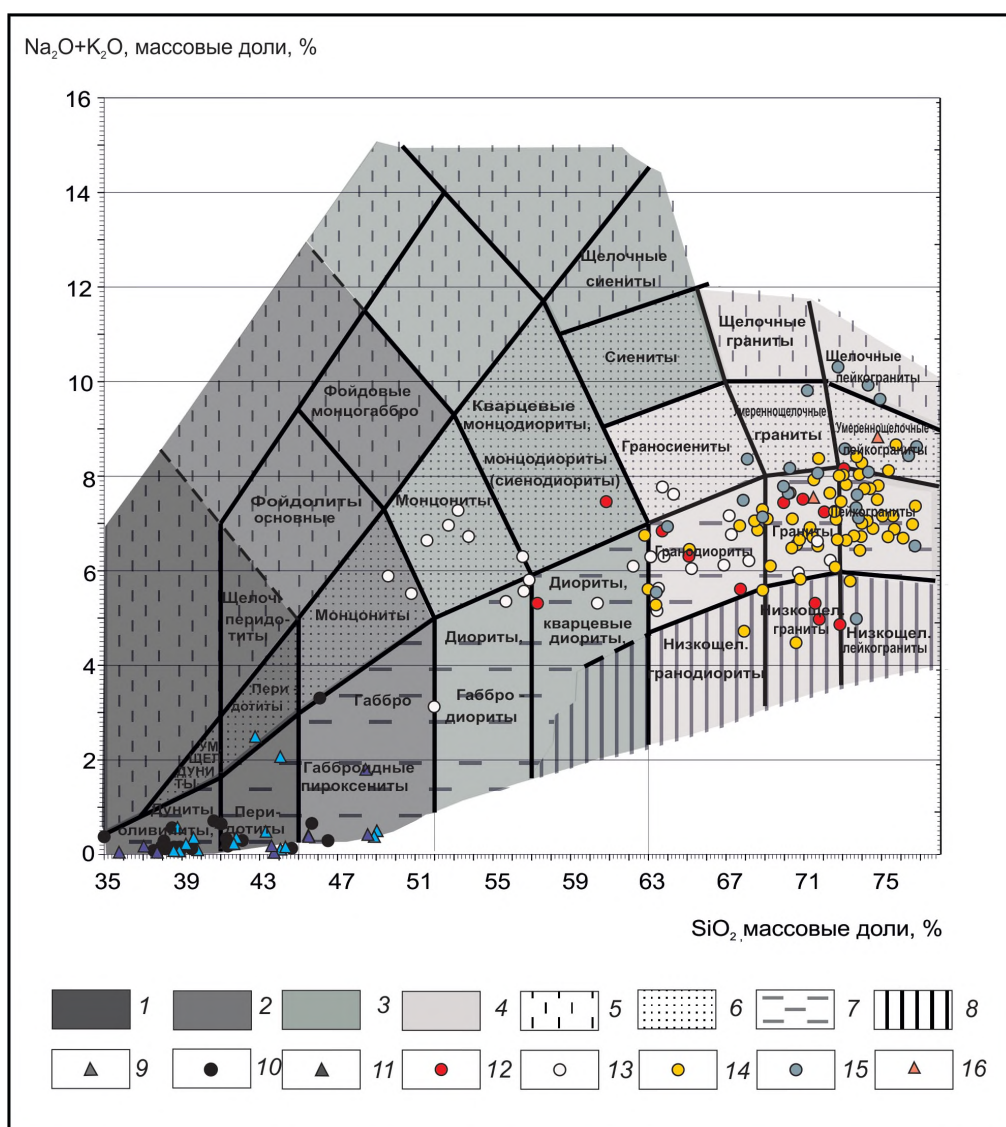


Рис. 1. Диаграмма (Na₂O+K₂O)–SiO₂ пород интрузивных формаций Северного Кавказа:

группы пород: 1–4 – по основности: 1 – ультраосновная, 2 – основная, 3 – средняя, 4 – кислая, 5–8 – по щелочности: 5 – щелочная, 6 – умеренно щелочная, 7 – нормально щелочная, 8 – низкощелочная; 9–16 – магматические комплексы: 9 – кяфарский, 10 – беденский, 11 – малкинский (ультрабазитовый), 12 – белореченский, 13 – чиликский, 14 – уллукамский, 15 – малкинский (гранитоидный), 16 – эльджуртинский

относительно низкое количество окислов железа. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (см. рис. 1) точки составов пород занимают достаточно компактное поле, соответствующее ультраосновным (SiO_2 35–45%) и основным (SiO_2 45–50%) породам нормальной щелочности ($\Sigma \text{alk} < 3\%$).

Наиболее крупный – Малкинский массив, имеющий линзообразную форму и пологое залегание с падением на север-северо-запад под углами 20–25°. Площадь выхода его на дневную поверхность составляет 44,3 км². По геофизическим данным общая площадь массива может составить 350–400 км². Массив сложен комплексом измененных пород: преобладают серпентинизированные гарцбургиты, развиты также лерцолиты, аподуниты и железистые апогарцбургиты. По петрохимическим особенностям гипербазиты близки породам беденского комплекса, отличаясь от последних более низким (<1%) содержанием Al_2O_3 .

С породами данной формации связан (см. рис. 2, табл. 2) обширный комплекс неметаллических полезных ископаемых [2, 4, 6, 12,]: асбест (Лабинское и Карачаевское месторождения), апатит (Маркопиджское месторождение, Блыбское и Загеданское проявления), камнесамоцветное сырье (месторождение Уривок и Ачешбокское проявление жадеита, проявления цветных халцедонов Тазакол и Лахран, Бугунжинское, Тхачское и Худесское проявления лиственитов), магнезиальное сырье (проявления Больше-Лабинское, Малое Осыпище), минеральные пигменты (Малкинский месторождение), облицовочные камни (Беденское месторождение), тальк (Лабинское проявление).

В пределах поднятия (зоны) Передового хребта широким развитием пользуются структурно-вещественные комплексы основания задугового рифтогенного бассейна, представленные офиолитовой ассоциацией [12]. В состав последней входят три формации, образующие расслоенный комплекс: дунит-перидотитовая ($\sigma\text{PR}-\text{PZ}_{1-2}$), габбро-плагиогранитовая (vryPZ_{1-2}) и кремнисто-терригенно-вулканогенная ($\text{PZ}_{1-2} \text{ ktv}$).

Дунит-перидотитовая формация образует нижний слой офиолитовой триады и сложена мантийными реститами, представленными преимущественно серпентинизированными гарцбургитовыми перидотитами, реже лерцолитами и дунитами, горнблендитами [3]. Гипербазитовые породы слагают несколько крупных массивов (Кяфарский, Джамараклинский) и ряд более мелких (Архызский, Худесский и др.). Тектонически дислоцированные и испытавшие динамотермальный метаморфизм гипербазиты входят в состав кристаллического основания Передового хребта (Теберда-Кяфарский район). Наиболее крупные массивы представлены пластообразными телами, верхняя часть которых эродирована или срезана пологими нарушениями; сохранившаяся мощность составляет около 1 км. По петрохимическим параметрам гипербазиты относятся (в %): к группе нормально щелочных ($\Sigma_{\text{щел.}} < 2$) ультраосновных (SiO_2 38–45), в меньшей степени нормально щелочных основных (SiO_2 45–47) пород. Минерогенная специализация гипербазитов определяется приуроченностью к ним объектов магнезиального (Кяфарское проявление) и камнесамоцветного (Березовское и Кишинское проявления серпентинитов и лиственитов) сырья, облицовочных камней (Худесское проявление серпентинитов).

Габбро-плагиогранитовая формация (vryPZ_{1-2}) Передового хребта представлена амфиболовыми габбро, габбро-диоритами, часто под воздействием процессов калишпатизации, переходящими в монцодиориты и монцониты. Мощность слоя габброидов составляет 500–550 м. Гранитоиды ассоциируют с габброидами и наблюдаются в них в виде небольших по площади ($\leq 500 \times 300$ м) тел плагиогранитов. С массивами габбро-плагиогранитовой формации связаны залежи облицовочного камня (Верхне-Тебердинское проявление).

СВК формаций островных дуг и их склонов объединяет три ниже-среднедевонские формации вулканогенного профиля (D_{1-2}v). В основании комплекса залегают две сопряженные по латерали формации – базальт-риолитовая (контрастно дифференцированная) и базальт-андезит-риолитовая (последовательно дифференцированная). Покровы базальт-риолитовой формации сложены, главным образом, толеитовыми базальтоидами в нижней и плагиориолитами в верхней части разреза (мощность 1000–1200 м), соответствующей даутской свите. Базальт-андезит-риолитовая формация, отвечающая кизилкольской свите (мощность >2000 м), характеризуется пестрым набором известково-щелочных пород – базальтов, дацитов, спилитов, вариолитов, андезитов, перлилитов, плагиориолитов, яшм. Анализ химического состава базитов обеих формаций показывает их вероятную принадлежность к двум субпараллельным островным дугам – первой на внешней (океанической) стороне островодужной системы, второй – на ее внутренней стороне [9].

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (рис. 3) фигуративные точки пород расположены в полях от базальтов до риолитов нормально щелочных (3–5%), иногда с отклонением в сторону умеренно (6–7%) и низкощелочных разностей. Завершает комплекс островных дуг вулканогенно-обломочная формация в объеме эльмезтубинской и пщицерской свит, слагающихся туфами, туффитами, известково-щелочными и субщелочными основными вулканитами, игнимбритами. Мощность пород формации от первых десятков метров (на склонах вулканоструктур) до 1500 метров во впадинах.

Тоналит-плагиогранитовая формация (балканский комплекс, ryPZ_{1-2}) ассоциирует с метаморфическими СВК кристаллического основания поднятия Передового хребта и представлена плагиогранитами, тоналитами, аляскитами, нередко огнейсованными. Плагиограниты некоторых массивов могут быть использованы для изготовления абразивных смесей (Загеданское проявление).

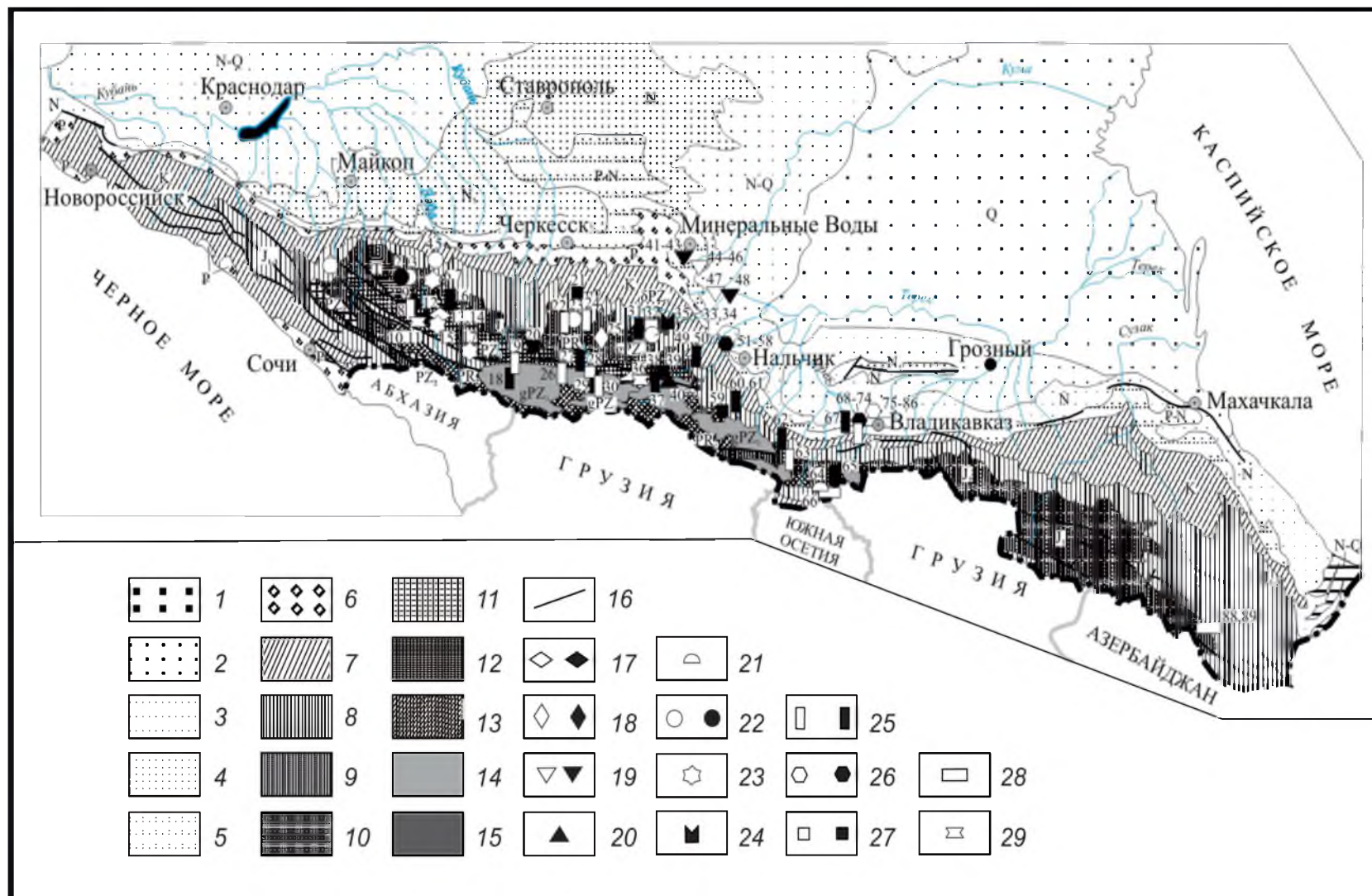


Рис. 2. Схема размещения объектов неметаллических полезных ископаемых магматических комплексов Северного Кавказа:

1–13 – стратиграфические подразделения и их возраст: системы: 1 – четвертичная, 2 – неогеновая и четвертичная неразделенные, 3 – неогеновая, 4 – неогеновая, миоцен, 5 – неогеновая и палеогеновая неразделенные, 6 – палеогеновая, 7 – меловая, 8 – юрская, нижний-средний отделы неразделенные, 9 – юрская, нижний-средний отдел, 10 – триасовая, 11 – средний палеозой, 12 – нижний палеозой, 13 – верхний палеозой; 14–15 – интрузивные образования: 14 – граниты, гранодиориты, 15 – габбро, габродиориты, диориты, гипербазиты; 16 – разрывные нарушения: 17–29 – виды сырья (черная заливка – месторождения, белая заливка – проявления): 17 – апатит, 18 – асбест, 19 – бор, 20 – волластонит, 21 – высококачественное кварцевое сырье, 22 – камнесамоцветное сырье, 23 – магнетитовое сырье, 24 – минеральные пигменты, 25 – облицовочные камни, 26 – перлит, 27 – полевое сырье, 28 – сырье для производства базальтового волокна, 29 – тальк; список объектов: 1 – Березовское, 2 – Уринов, 3 – Ачешбокское, 4 – Тхачское, 5 – Бугунжское, 6 – Белое Осыпище, 7 – Малое Осыпище, 8 – Балка Мошечая, 9 – Лабинское, 10 – Лабинское (участок Маркопидж), 11 – Бесесское, 12 – Маркопиджское, 13 – Блыбское, 14 – Загедонское, 15 – Лабинское (участок Маркопидж), 16 – Беденское (участок Северный), 17 – Кыфарское, 18 – Домбайское, 19 – Тебердинское, 20 – Кишкитское, 21 – Маринское, 22 – Худесское, 23 – Худесское, 24 – Чучурское, 25 – Карачаевское, 26 – Учкуланское, 27 – Аминкольское, 28 – Верхне-Кубанское, 29 – Ак-Тюбинское, 30 – Уллукамское (уч. Узункол), 31 – Малкинское, 32 – Малкинское, 33 – Тазакол, 34 – Лахран, 35 – Малкинское, 36 – Ташорун, 37 – Эльджуртинское, 38 – Гиче-Тырныаузское, 39 – Эльджуртинское, 40 – Уллу-Тырныаузское, 41–48 – торы: 41 – Змейка, 42 – Кокуртлы, 43 – Бык, 44 – Бештау, 45 – Машук, 46 – Развалка, 47 – Джуца, 48 – Золотой Курган, 49 – Казанчирское, 50 – Лечинкайское, 51 – Каменское, 52 – Лечинкайское, 53 – Казанчирское, 54 – Курджинское, 55 – Кенженское, 56 – Куружское, 57 – Бедик-Су, 58 – Хака-юкское, 59 – Безенгитское, 60 – Хуламское, 61 – Безенгитское, 62 – Донифарское, 63 – Сангутинское, 64 – Фиантинское, 65 – Замарашдонское, 66 – Фиантинское, 67 – Буронское, 68 – Алагирское, 69 – Урухское, 70 – Калиновка, 71 – Ардонаты-Комское, 80 – Батарайдонское, 81 – Праудонское, 82 – Лесное, 83 – Старо-Баттакорское, 84 – Баттакор-юрское, 85 – Урухское, 86 – Дзуарикауское, 87 – Дарьяльское, 88 – Курдульское, 89 – Ахвай-Курайское

Диорит-гранодиоритовая (чиликский комплекс) формация (δPZ_2) представлена крупными пластовыми телами в верхней части Марухского и Ацгаринского покровов, сложенными (в %): кварцевыми диоритами и диоритами (SiO_2 59–63), монодиоритами (50–51), гранодиоритами (63–68) и гранитами (71–73) нормальной ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 6–8) и умеренной (8–9) щелочности. Фигуративные точки пород на диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (см. рис. 1) расположены по содержанию SiO_2 (в %) в полях: средних (52–63) и кислых (63–73), реже основных (48–51) пород нормальной ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 3–7), в меньшей степени умеренной (6–8) щелочности.

Поднятие Главного хребта находится к югу от описанной выше зоны Передового хребта, отделяясь от нее системой разрывных нарушений разного возраста и с разными морфокинематическими характеристиками, ранее объединявшихся в один долгоживущий Тырныауз-Пшекишский разлом. По вещественному составу слагающих комплексов указанные поднятия резко различаются между собой, прежде всего, значительно большей ролью крупных кислых интрузий и древних кристаллических (сиалических) образований в Главном хребте.

В пределах поднятия (зоны) Главного хребта развивается раннесинорогенная гранитовая формация, представленная крупными среднепалеозойскими интрузиями калишпатизированных биотитовых гранитов белореченского и кассарского комплексов (γPZ_2). Белореченский комплекс представлен (в %): кислыми (гранитами, гранодиоритами) с содержанием SiO_2 63–73 и средними (диоритами) 57–63 нормальной ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 5,5–8,0) щелочности породами, в меньшей степени, низкощелочными (4,0–5,5) кислыми гранитами (SiO_2 71–73). На диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (см. рис. 2) фигуративные точки их содержаний расположены в полях кварцевых диоритов–гранодиоритов–гранитов и плагиогранитов нормальной щелочности при натриевом и калий-натриевом ее типе. С указанной формацией связаны объекты (см. рис. 2) облицовочных камней (Аминкольское и Донифарское месторождения, Буронское, Учкуланское и Дарьяльское проявления) и абразивного сырья (Буронское проявление).

Мегакомплекс позднегерцинско-раннекиммерийских формационных ассоциаций. Вулканогенные породы присутствуют в составе киньрадской свиты молассовой красноцветной нижне-верхнепермской формации, представленной красноцветными конгломератами и песчаниками, переслаивающимися с покровами краснокаменных вулканитов кислого (дациты с содержанием SiO_2 63–69, риодациты 69–73 и риолиты 73–77%) и среднего (андезиты 57–63 и андезитобазальты 54–57%) состава нормального ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 6–8%) и низкощелочного (5–6%) рядов. С малыми интрузиями и дайками фельзит-порфиров среди вулканитов киньрадской свиты связано Кишкитское месторождение фарфоровых камней кварц-мусковит-серицитового состава (Карачаево-Черкесская Республика). Чучурское проявление

2. Минерально-сырьевой потенциал неметаллических полезных ископаемых магматических формаций Северного Кавказа

Магматическая формация и ее возраст	Виды неметаллических полезных ископаемых	Примеры месторождений и проявлений	Минерально-сырьевой потенциал	
			Запасы	Прогнозные ресурсы
Андезито-дациториолитовая (N_2-Q_6)	Перлитовое сырье	Месторождения: Алагирское, Гизельское, Ардонское и др., проявления: Уредонское, Дзуарикаусское, Скаты-Комское, Балтинское, Цраудонское и др.	83,7 млн. м ³ (категории $A+B+C_1+C_2$)	210 млн. м ³ (категории P_2 и P_3)
	Облицовочные и строительные камни	Лечинкайское и Казганчийское месторождения	6834 тыс. м ³ (категории $A+B+C_1$), 1650 тыс. м ³ (категории C_2)	1,8 млн. т (категории P_1), 25 млн. т (категории P_3)
Граносиенит-порфировая (N_1)	Борное сырье	Месторождения гор Золотой Курган, Змейка, Кокуртлы, Бык, проявления гор Бештау, Машук, Развалка, Джуца и др.	67 000 т (категории $A+B+C_1$), 11 000 т B_2O_3 (категории C_2)	95 тыс. т B_2O_3 (категории P_1), 40 тыс. т B_2O_3 (категории P_2)
	Волластонит	Уллу-Тырныаузское месторождение	–	1,9 млн. т (категории P_1)
Лейкогранитовая (I_2)	Полевोшпатовое сырье	Гитче-Тырныаузское и Эльджуртинское месторождения	177,8 тыс. т (категории C_1), 273,1 тыс. т (категории C_2)	1,2 млн. т (категории P_1)
	Облицовочные камни	Эльджуртинское месторождение	3,98 млн м ³ (по категории C_2)	4,0 млн. м ³ (категории P_1)
Габбро-диабазовая (I_2)	Сырье для производства базальтового волокна	Курдульская площадь	–	10 млн. т (категории P_1), 20 млн. т (категории P_2)
	Облицовочные камни	Безенгийское и Замарацонское месторождения	1,9 млн. м ³ (категории C_2)	Нет данных
Спилит-кератофировая (I_2)	Облицовочные камни	Хуламское месторождение	1,24 млн. м ³ (категории C_1), 20 млн. м ³ (категории C_2)	Нет данных
	Полевошпатовое сырье	Безенгийское проявление	8,32 млн. т (категории C_1+C_2)	Нет данных
Гранито-диоритовая (I_1)	Полевошпатовое сырье	Маринское проявление	Нет данных	Нет данных
	Сырье для производства базальтового волокна	Проявления: Джимидонское, Бутульгинское, Водораздельный Шток, Северная Дайка, Южная Дайка	–	60,9 млн. т (категории P_1)
Габбро-диабазовая (I_1f)	Высококачественное кварцевое сырье	Арсикомское, Водораздельное, Бутульгинское и др. проявления	–	255 тыс. т (категории P_3)
	Полевошпатовое сырье	Кишкитское месторождение	Нет данных	Нет данных
Риолито-дацитовая (P_1)	Облицовочные камни	Чучурское проявление	–	–
	Высокоглиноземистое сырье	Сангутинское проявление	Нет данных	Нет данных
Гранитовая (PZ_3)	Полевошпатовое сырье	Верхне-Кубанское проявление	Нет данных	Нет данных
	Облицовочные камни	Ак-Тюбинское, Малкинское и Домбайское месторождения, Отлуккольское проявление	10,9 млн. м ³ (категории $A+B+C_1$), 2208,7 тыс. м ³ (категории C_2)	45 млн. м ³ (категории P_2)

Магматическая формация и ее возраст	Виды неметаллических полезных ископаемых	Примеры месторождений и проявлений	Минерально-сырьевой потенциал	
			Запасы	Прогнозные ресурсы
Гранитовая (PZ ₂)	Облицовочные камни	Аминьское и Донифарское месторождения, Бурунское, Учкуланское и Дарьяльское проявления	2,4 млн. м ³ (категории A+B+C ₁), 1,7 млн. м ³ (категории C ₂)	3 млн. м ³ (категории P ₂)
	Абразивное сырье	Бурунское проявление	–	35 млн. т (категории P ₁)
	Абразивное сырье	Загеданское проявление	–	83,8 млн. т (категории P ₁)
Тоналит-плагитогранитовая (PγPZ ₁₋₂)	Облицовочные камни	Верхнестебурдинское, Зеленчукское и Марухское проявления	–	10 млн. м ³
	Апатит	Маркопиджское месторождение, Блыбское и Загеданское проявления	–	230–250 млн. т P ₂ O ₅ (категории P ₃)
Дунит-перидотитовая (PR–PZ ₁₋₂)	Асбест	Лабинское и Карачаевское месторождения	89 тыс. т волокна	Нет данных
	Камнесамощетное сырье	Месторождение Уривок, проявления: Тхачское, Кишинское, Тазакольское, Ачешбокское, Бугунжинское и др.	406,6 т (категории C ₂)	1,9 млн. т (категории P ₁)
	Магнезиальное сырье	Проявления: Лабинское, Белое и Малое Осыпище	–	39 млн. т (категории P ₃)
	Минеральные пигменты	Малкинское месторождение	0,5 млн. т (категории C ₂)	Нет данных
	Облицовочные камни	Беденское месторождение	4,2 млн. м ³ (категории A+B+C ₁), 2,5 млн. м ³ (категории C ₂)	35 млн. м ³
	Тальк	Проявления: Лабинское и Ташорун	–	21,2 млн. т (категории P ₁), 40 млн. т (категории P ₂)
Гнейсо-гранитовая (PR–PZ ₁₋₂)	Облицовочные камни	Бескесское, Балки Мощевой	–	Нет данных

облицовочных камней представлено риодацитами кынырчадской свиты (P_2).

К мегакомплексу позднегерцинско-раннекиммерийских формационных ассоциаций принадлежат несколько достаточно крупных интрузивных комплексов горно-складчатой системы.

Гранитовая формация (γPZ_3) объединяет близкие по возрасту и различные по минералогическому составу гранитоиды. В пределах Карачаево-Черкесского горст-антиклинория развиты биотитовые микроклиновые граниты (SiO_2 69–72%), плагиограниты (73–77%) и грано-

диориты (63–68%) малкинского комплекса. Они слагают крупные массивы, в значительной части перекрытые мезозойским чехлом и выходящие на поверхность в антиформных структурах в горной области. Интрузивные тела сложены контрастными по щелочности сериями пород: на диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (см. рис. 1) фигуративные точки пород расположены в полях от щелочных лейкогранитов ($\Sigma_{щел.}$ 10–11%) до низкощелочных (5–6%) лейкогранитов, при этом преобладающими являются нормально (6–8%) и умеренно-щелочные (8–9%) разности.

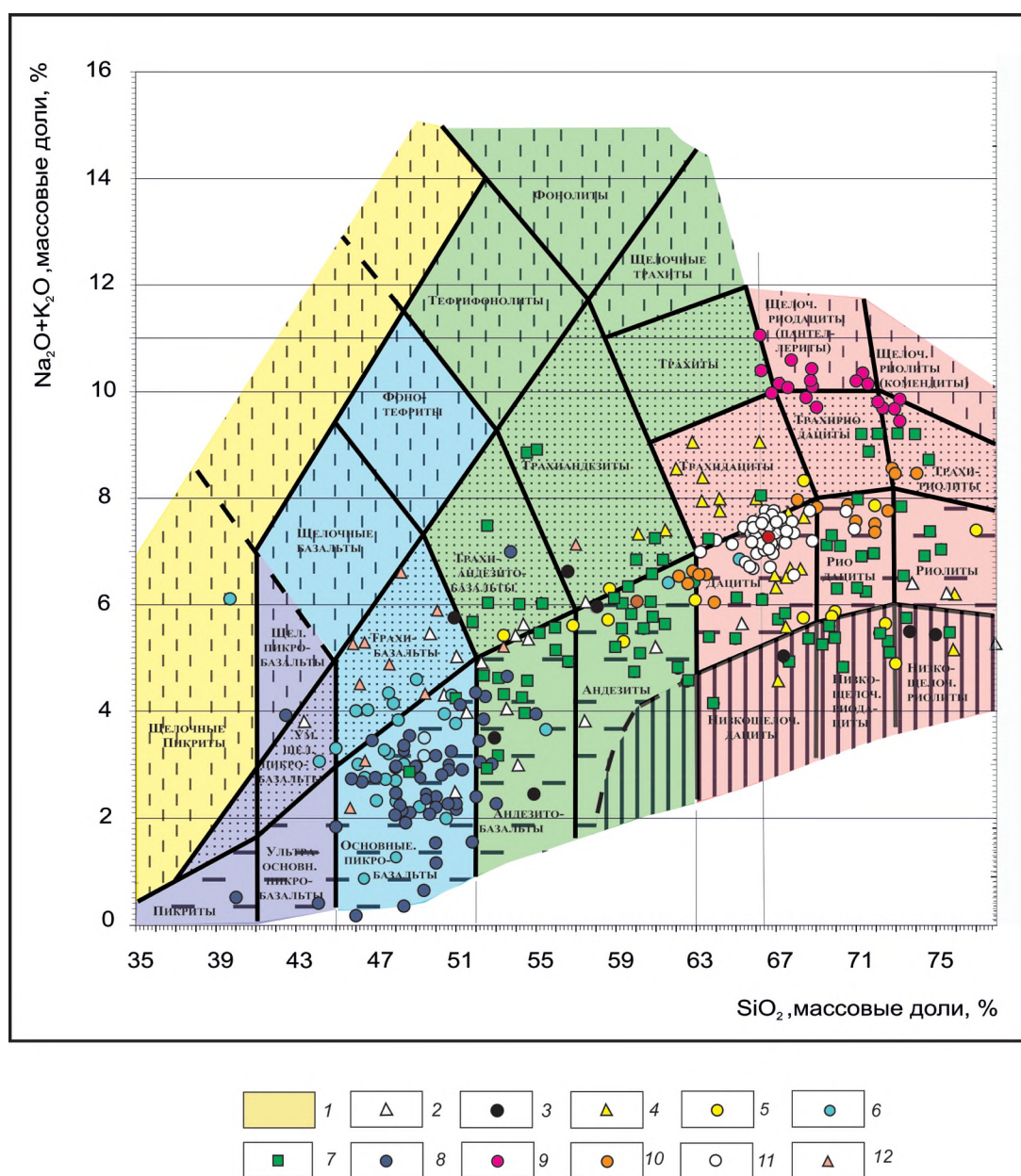


Рис. 3. Диаграмма $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ пород вулканических формаций Северного Кавказа:

1 – фойдовая группа пород (фойдиты); 2–12 – вулканические комплексы: 2 – урупский, 3 – кизилкольский, 4 – чучкурский, 5 – кынырчадский, 6 – фиагдонский, 7 – маринский, 8 – лаурско-казбекский дайковый, 9 – ахвайский, 10 – кавминводовский, 11 – чегемский, 12 – эльбурско-казбекский; см. услов. обозн. к рис. 2

В зоне Главного хребта развиты серые двуслюдяные средне- и мелкозернистые граниты уллукамского комплекса. Вещественный состав пород изменяется от умеренно ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 8–9%) до низкощелочных (4–6%) при преобладании гранитоидов нормальной щелочности (6–8%). По содержанию SiO_2 (в %) – это преимущественно граниты (69–73) и плагиограниты (73–77), реже гранодиориты (63–69). В гранитоидных массивах локализуются промышленно-перспективные объекты облицовочных камней (Ак-Тюбинское, Малкинское, Домбайское месторождения, Уллукамское и Отлукольское проявления), высокоглиноземистого (Сангутинское проявление) и полевошпатового (Верхне-Кубанское проявление) сырья.

Индосинийская **диорит-гранодиоритовая формация ($\delta\gamma T_2$)** включает в себя два магматических комплекса: цейский и чучкурский. Цейский, находящийся в зоне Главного хребта, образует крупное (около 13 км²) интрузивное тело полнокристаллических гранодиоритов, чучкурский – формирует цепь интрузий гранодиорит-и диорит-порфиров, протягивающихся от р. Баксан до р. Теберда.

Мегакомплекс киммерийских формационных ассоциаций. В киммерийский мегакомплекс входит маринский вулканоплутонический комплекс тектономагматической активизации внешнего шельфа (Лабино-Малкинская зона). Комплекс сложен вулканогенными породами (лавы, лавовые брекчии, туфобрекчии андезитов, дацитов и туфоконгломератов) синемюр-плинсбахской андезито-дацитовой формации, представляющей собой эффузивную часть (мощность до 350 м) вулканоплутонического комплекса.

Плутоническая часть комплекса, выделенная как гранито-диоритовая формация ($\text{п}\delta\gamma J_{1m}$), образована согласными и субсогласными телами, лакколитами, штоками, мощностью до первых сотен метров и площадью в десятки квадратных километров и сложена диоритовыми порфиритами и гранит-порфирами, с которыми ассоциирует Маринское месторождение полевошпатового сырья.

Фиагдонский вулканоплутонический комплекс (J_1f) зоны Главного Хребта, включает пласты, пачки, силлы умеренно ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 3,5–4,5%) и нормально щелочных (1–4%) пород основного (SiO_2 44–52%), редко среднего (SiO_2 52–55%) составов: базальты, вариолиты, мандельштейновых порфиритов, спиллитов и их туфов, а также дайки, штоки диабазов и габбро-диабазов, являющихся сырьем для производства базальтового волокна (проявления Бугульгинское, Водораздельный Шток, Северная Дайка, Южная Дайка). С диабазовыми телами фиагдонского комплекса связаны проявления (Арсикомское, Водораздельное, Бугульгинское и другие проявления) высококачественного кварцевого сырья, представленные многочисленными жилами, линзами и прожилками, гнездами и зонами окварцевания, выполняющими трещины-разрывы северо-восточной ориентировки.

Спилит-кератофировая формация (J_2sk) образует вулканические покровы суммарной мощностью 930–1150 м и включает перспективные объекты (см. рис. 2) полевошпатового сырья (Безенгийское проявление) и облицовочных камней (Хуламское месторождение).

Байосская андезито-базальтовая формация (J_2ab) развита в закавказской части Российской Федерации и соответствует так называемой «порфиритовой» серии, достигающей мощности 3000 м. Она включает три свиты (ацетукская, ричинская и ригзинская) и складывается лавами, лавовыми брекчиями основного-среднего состава, их туфами, туфобрекчиями, туффитами с прослоями песчаников, алевролитов.

Ааленская базальтовая формация (J_2b) развита ограничено в Фиагдонской зоне Центрального Кавказа (бугульгинская свита) и сложена лавами, лавобрекчиями базальтов, спилитами, а также аргиллитами суммарной мощностью до 1400 м.

Габбро-диабазовая формация (gdJ_2) в Центральном и Восточном Кавказе объединяет казбекский (зона Бокового хребта) и кахетинский (зона Главного хребта) диабазовые пояса. Последний развит на территории Горного Дагестана и представлен силловыми (Галагатхетская, Курдульская, Ахвай-Хурайская и др. интрузии) и дайковыми телами спилит-диабазового габброидного состава. Пластовые (мощностью до 100 м) и дайковые (0,2–2,0 м) тела сложены часто рассланцеванными породами основного состава (диабазовые порфириты) и менее измененными диабазами, габбро-диабазами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами и риолито-дацитами. На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)– SiO_2 (см. рис. 3) фигуративные точки пород расположены в полях преимущественно основного (SiO_2 45–52%), реже среднего (52–55%) и ультраосновного (40–41%) составов как правило нормальной щелочности ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 0,5–4,4%).

С дайковыми телами казбекского пояса связаны месторождения и проявления облицовочного камня (Безенгийское месторождение). Диабазы силловых и дайковых тел являются сырьем для получения базальтового волокна, каменного литья (Курдульская площадь) и облицовочных камней (Замарашдонское месторождение).

Санчаро-кардывачский (эцерский) габбро-диорит-гранитовый комплекс ($\nu\delta\gamma J_{2sk}$) развит в высокогорной части зоны Главного хребта и тяготеет к Главному надвику. Он представлен крупными интрузивными телами гранитов (в том числе и щелочных), кварцевых диоритов, диоритов и габбро (с переходами в габбро-пегматиты).

Эльджуртинские граниты лейкогранитовой формации ($l\gamma J_2$) являются представителями позднекиммерийского интрузивного комплекса и образуют эллипсообразный в плане шток, вытянутый в западно-северо-западном направлении и секущий слоистость вмещающих пород. Глубокой скважиной непрерывный вертикальный разрез массива прослежен до глубины

5250 м. В петрохимическом отношении эльджуртинские граниты являются породами нормального ряда (см. рис. 1) и характеризуются повышенным содержанием кремнезема (70–73%) и щелочей ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 7,5–9,0%) и пониженным – кальция и железа. С неоднократным внедрением лейкократовых гранитоидов Эльджуртинского массива связывается образование волластонитовых скарнов Уллу-Тырныаузского месторождения волластонита [5]. Сами эльджуртинские граниты являются перспективными на высококалийное полевошпатовое сырье (Гитче-Тырныаузское месторождение) и облицовочные камни (Эльджуртинское месторождение).

Мегакомплекс альпийских формационных ассоциаций формировался в геодинамическом режиме, который в отличие от киммерийского времени менялся на протяжении всей эпохи. Для мальм-эоценового времени свойственны геодинамические обстановки с характерным набором геологических формаций: континентального шельфа и задугового бассейна. В течение второго этапа (олигоцен–голоцен) возникли формации остаточных морских бассейнов Паратетиса–Неотетиса и формации межгорных краевых, периклинальных прогибов, предгорных равнин и горно-складчатых систем. В состав олигоцен-голоценового комплекса Неотетиса (Паратетиса) входят вулканогенные, вулканогенно-осадочные и инъеكتивные формации горно-складчатых систем.

Наиболее древние из этой группы – близповерхностные плутонические образования кавминводского комплекса (Минераловодский выступ), представленного серией лакколитов, выраженных в современном рельефе гор Бештау, Машук, Змейка и др. Они сложены кварцевыми сиенит-порфирами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами. Глубина формирования магматических тел определяется в 1–2 км. Интрузии внедрились на стыке поднятия Центрального Кавказа со Скифской платформой. На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)– SiO_2 (см. рис. 3) фигуративные точки пород расположены в поле кислых (SiO_2 66,5–73,6%) умеренно щелочных ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 9–10%) и щелочных ($\Sigma_{\text{щел.}}$ 10–11%) пород.

Минерагеническая специализация комплекса определяется приуроченностью к лакколитах месторождений (горы Золотой Курган, Змейка, Кокуртлы, Бык) и проявлений бора (горы Бештау, Машук, Развалка, Джуца и др.) [8].

К более молодым интрузивным образованиям относятся породы нескольких гранитных комплексов: тырныаузского, теплинского, джунгусуйского. Первые из них, по-видимому, являются наиболее молодыми (2,5–3,5 млн. лет по К-Аг методу) интрузиями на Кавказе [7].

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, сформированные на заключительном этапе альпийского тектогенеза, слагают андезит-дацит-липаритовую (Q) и глинисто-песчано-грубообломочную с вулканитами (N_2 –Q) формации. В Нальчикско-Осетинской фациальной зоне вулканогенно-осадочные толщи

(свита рухс-дзуар) мощностью от 50 до 500 м сложены конгломератами, песками, глинами, вулканическим пеплом, лавами и туфами риолитов, дацитов и андезитов. Анализ петрохимических данных (см. рис. 3) показывает на то, что состав пород изменяется от андезитов до риолитов (при преобладании риодацитов и дацитов) нормальной (6–8%) и умеренной (8,0–8,5%) щелочности.

В восточной части Лабино-Малкинской тектонической зоны широко развиты эффузивные верхнеплиоценовые вулканогенные образования, образующие мощные до 270 м покровы липаритовых туфов, туфолав и пеплов. К полосе развития вулканогенных пород на территории Кабардино-Балкарской Республики приурочен ряд месторождений туфов (Каменское, Лечинкайское, Казганчийское), вулканических пеплов (Куркужинское, Кенженское, Курукское и др.), пепло-пемзовой смеси (Бедык-Су), перлита (Хакаюкское). В южной части Осетинской впадины развита вулканогенно-осадочная глинисто-песчано-грубообломочная с вулканитами формация ачкагыл-апшеронского возраста (N_2 –Q), сложенная глинами, песками, галечниками с прослоями вулканогенных пород мощностью 200–600 м. Вулканогенные образования (туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, пеплы, пемзовые пески) слагают линзы и пласты мощностью от первых метров до 60–80 м.

К продуктивным горизонтам приурочены многочисленные объекты вулканических пеплов (месторождения Гизельское, Ардонское, Лысогорское, Калиновая Балка, проявления Урсдонское, Балтинское, Бардабосское), туфов (проявление Скаты-Комское), туфопесчаников (Алагирское и Урухское месторождения, проявления Батта-коюрское, Урухское, Дзуарикаусское), пемзовых песков (Бадзи-Донское месторождение, проявления Батарайдонское и Цраудонское). Вулканическое сырье относится к энергоресурсноберегающим материалам и используется для производства облегченных строительных изделий [1].

Некоторые разновидности туфов могут быть использованы в качестве облицовочных материалов (Лечинкайское и Казганчийское месторождения).

Анализ приведенных материалов показывает, что наиболее масштабный по количеству видов сырья и минерагеническому потенциалу рудогенез неметаллических полезных ископаемых связан с киммерийским и догерцинско-ранне-среднегерцинским мегакомплексами формаций (см. табл. 2). К магматическим образованиям первого мегакомплекса относится ряд продуктивных формаций, вмещающих большой список видов сырья: лейкогранитовая (волластонит, облицовочные камни, полевошпатовое сырье), габбро-диабазовая (облицовочные камни, сырье для производства базальтового волокна), гранито-диоритовая (полевошпатовое сырье), андезито-дацитовая (облицовочные камни, полевошпатовое сырье). Суммарные запасы мегакомплекса составляют >35 млн. т, прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2

превышают 40 млн. т. В догерцинско-ранне-среднегерцинский мегакомплекс входит практически одна продуктивная дунит-перидотитовая формация, с которой ассоциирует большой набор видов и объектов неметаллов (апатит, асбест, камнесамоцветное и магнезиальное сырье, минеральные пигменты, облицовочные камни, тальк) с суммарными запасами категории $C_2 > 7$ млн. т и прогнозными ресурсами порядка 250–300 млн. т.

Особое место среди неметаллических полезных ископаемых занимают облицовочные камни, образование которых происходило в течение всех тектономагматических циклов развития Северного Кавказа и связано с различными по составу интрузивными и эффузивными формациями: гнейсо-гранитовая, дунит-перидотитовая, габбро-плагито-гранитовая, риолито-дацитовая, андезито-дацитовая, спилит-кератофировая, габбро-диабазовая и лейкогранитовая. Значителен также минерагенический потенциал облицовочных камней, составляющий > 50 млн. m^3 запасов и > 90 млн. m^3 прогнозных ресурсов различных категорий.

Значительную роль в минерагеническом потенциале играют вулканические пеплы, туфы и лавы риолитов, дацитов и андезитов альпийского мегакомплекса, слагающие большое количество промышленных и промышленно-перспективных объектов (месторождения Алагирское, Гизельское, Ардонское и др., проявления Урсдонское, Дзуарикаусское, Скаты-Комское, Балтинское, Цраудонское и др.) с масштабным объемом запасов (83,7 млн. m^3 категорий $A+B+C_1+C_2$) и прогнозных ресурсов (> 200 млн. m^3 категорий P_2 и P_3) на территории Республик Кабардино-Балкарская и Северная Осетия-Алания.

Таким образом, на территории Северного Кавказа наиболее продуктивными в отношении неметаллических полезных ископаемых являются киммерийский (зоны Лабино-Малкинская и Главного хребта) и догерцинско-среднегерцинский (Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, зоны Передового и Главного хребтов) мегакомплексы формаций. Значительным объемом сырья для производства современных облегченных строительных материалов обладают вулканогенно-осадочные толщи андезито-дацито-риолитовой формации альпийского мегакомплекса. Формирование промышленных месторождений и перспективных проявлений облицовочных камней происходило в течение нескольких тектономагматических циклов и связано с различными магматическими формациями.

Результаты анализа минерагенической специализации магматических формаций могут быть использованы при планировании прогнозно-минерагенических и геологоразведочных работ на различные виды неметаллических полезных ископаемых территории Северного Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов В.А., Лузин В.П., Беляев Е.В. Вулканогенные породы Северного Кавказа как сырье для производства легких строительных материалов // Разведка и охрана недр. 2010. № 1. С. 40–45.
2. Арютина В.П., Егорова Н.Г., Беляев Е.В. Перспективы освоения и расширения МСБ природных пигментов ЮФО // Разведка и охрана недр. 2009. № 8. С. 17–22.
3. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. – М. Наука, 1990. С. 196–214.
4. Беляев Е.В. Минерагения базит-ультрабазитовых комплексов Северного Кавказа // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения / Мат-лы IV международной конференции и III молодежной школы-семинара. – Улан-Удэ: ИД «Экос», 2012. С. 25–29.
5. Беляев Е.В., Аксаментов Е.В., Тохтасьев В.С., Антонов В.А. Перспективы освоения и развития нерудного сырья Тырныаузского рудного района (Кабардино-Балкарская Республика) // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы / Сб. тезисов докладов научно-практической конференции (20–22 мая 2008 г.). – М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 23–24.
6. Беляев Е.В., Ярочкин Г.И. Облицовочные камни Северо-Кавказского федерального округа // Разведка и охрана недр. 2013. № 5. С. 25–31.
7. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание // Глав. ред. А.В.Сидоренко. – М.: Недра, 1968.
8. Закирова Ф.А., Антонов В.А., Беляев Е.В. и др. Минерагения Южного федерального округа // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 17–27.
9. Карнаух Ю.В. Покровная структура и рудоносность Уруп-Лабинского рудного района // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Тбилиси, 1990.
10. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). – М.: изд-во МГУ, 1996.
11. Плошко В.В. Формационный тип альпинотипных гипербазитов на примере юга Восточно-Европейской платформы, Кавказа и Карпат // Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Наука, 1977. С. 214–253.
12. Полянин В.С., Полянина Т.А. История геологического развития и минерагения офиолитов Северо-Западного Кавказа // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 61–63.

Палеогидрогеохимические реконструкции нефтегазоносных отложений полуострова Гыдан

Я.В.САДЫКОВА (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН; 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, д. 3)

Приведены результаты палеогидрогеохимических реконструкций нефтегазоносных отложений полуострова Гыдан. Выделено пять гидрогеологических циклов, наиболее длительный – плинсбахско-аптский, во время которого господствовал элизионный водообмен. В гидрогеологической истории обособляются две генетические ветви вод – пресных гидрокарбонатных кальциевых инфильтрационных и солоноватых и соленых хлоридных натриевых седиментационных. В настоящее время в водонапорной системе преобладают инфильтрогенные и литогенные воды, что предопределяет инверсионную гидрогеохимическую зональность в регионе.

Ключевые слова: полуостров Гыдан, Арктика, подземные воды, генетические типы вод, палеогидрогеохимические реконструкции.

Садыкова Яна Владиславовна, SadykovaYV@ipgg.sbras.ru

Paleohydrogeological reconstructions of petroleum occurrences of the Gydan peninsula

Ya.V.SADYKOVA

The results of paleohydrogeochemical reconstructions of hydrocarbon reservoirs of the Gydan Peninsula are presented. Five hydrogeological cycles have been highlighted with the Pliensbachian-Aptian being the longest with domination of expelled water exchange. Two genetic water types – fresh infiltration Ca-HCO₃ and brackish and saline connate Na-Cl are distinct in the hydrogeological history. At the present, in the study area a decrease in salinity with depth exists induced by the domination of infiltration and expelled waters in the water-driven system.

Key words: Gydan Peninsula, Arctic, groundwaters, genetic types of waters, paleohydrogeochemical reconstructions.

Современные пластовые воды – продукт геологической эволюции осадочного бассейна. Начиная со стадии диагенеза, пластовые воды претерпевают революционные изменения своего состава. С момента попадания в осадочный бассейн они вовлекаются во множество процессов взаимодействия в системе «вода–порода–газ–органическое вещество». Поэтому современный химизм подземных вод является следствием этой эволюции. Палеогидрогеохимические реконструкции позволяют восполнить первоначальный состав вод и оценить основные факторы, приведшие к его трансформации, что и является основной задачей палеогидрогеологии.

Основоположником палеогидрогеологии считается П.Н.Чирвинский, который в 1929 г. ввел и обосновал понятие об ископаемой гидрогеологии или палеогидрогеологии. В дальнейшем наибольший вклад в ее развитие внесли Л.А.Абукова, Е.А.Басков, Е.А.Барс, С.Б.Вагин, М.А.Гатальский, А.А.Карцев, К.И.Маков, А.М.Никаноров, А.М.Овчинников, Е.В.Пиннекер, А.Н. Семихатов, Я.А.Ходжакулиев, С.А.Шагоянц, Г.П.Якобсон [14, 21].

Объектом исследования была выбрана водонапорная система юрских и меловых комплексов полуострова Гыдан, который расположен на севере Западно-Сибирского мегабассейна, вдаётся в Карское море между Тазовской и Обской губами на западе и Енисейским заливом на востоке. Административно регион относится

к северо-восточной части Тюменской области и к северо-западной части Красноярского края. В тектоническом плане в центральной части территории выделяются Гыданский и Северо-Гыданский мегавыступы, разделенные Среднегыданским мегаврезом. К юго-западу расположена Антипаютинско-Тадеебахинская мегасинеклиза, осложненная серией более мелких изометричных и линейно вытянутых депрессий. В северо-восточной части региона находится Предтаймырская мегамоноклиза – структура Внешнего пояса Западно-Сибирской геосинеклизы. Южно-Карская мегаседловина занимает приконтинентальную часть акватории и северо-западную оконечность полуострова Гыдан (рис. 1).

В строение разреза принимает участие палеозойский фундамент и осадочный чехол триас-кайнозойского возраста. В их пределах выделяются два водоносных этажа: верхний, являющийся зоной активного водообмена, и нижний – затрудненного или застойного водообмена. Верхний этаж представлен неоген-четвертичным водоносным комплексом, сложенным множеством маломощных относительно водоупорных глинистых и относительно водоносных песчаных несцементированных полифациальных горизонтов. В отличие от общепринятой гидрогеологической стратификации Западно-Сибирского мегабассейна, нижний водоносный этаж разделяется на четыре комплекса (сверху–

вниз): верхнемеловой, нижнемеловой, юрский и нерасчлененный триас-палеозойский. Между собой водоносные этажи разделены мощной региональной водупорной толщей до 700 м турон-маастрихтского возраста.

Фактический материал представлен результатами гидрогеохимического опробования 91 объекта. Гидрогеологическая изученность нефтегазоносных отложений полуострова Гыдан крайне неравномерна. Наиболее полно охарактеризованы отложения нижнего мела,

значительно слабее – верхнего. Юрский комплекс изучен на Геофизическом и Мессояхском месторождениях.

В целом по разрезу распространены подземные воды от солоноватых до соленых с минерализацией от 2 до 22 г/дм³ (среднее – 8,7 г/дм³). Концентрации основных солеобразующих элементов на прямую зависят от величины общей минерализации. Преимущественным распространением пользуются хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые

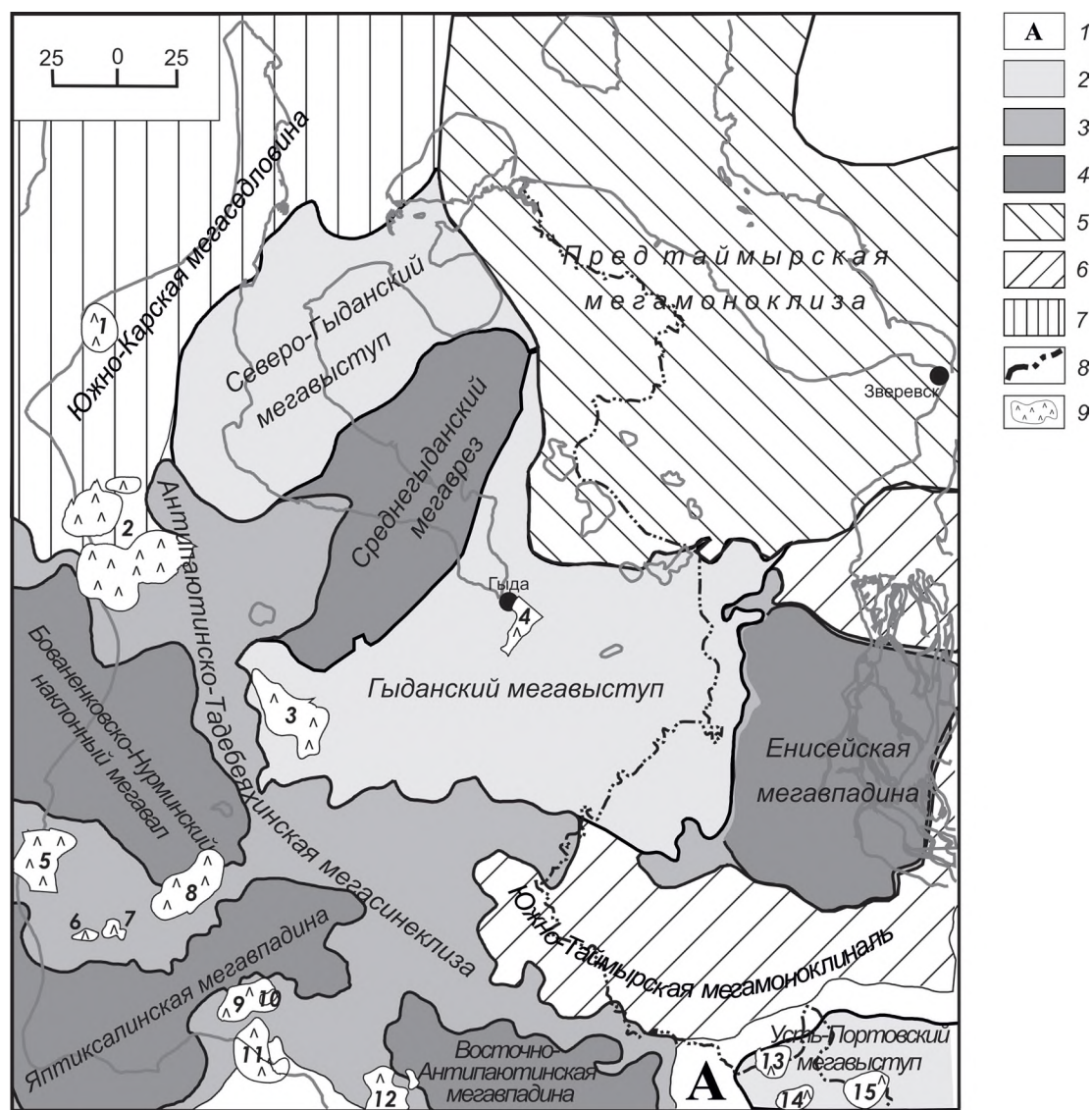


Рис. 1. Фрагмент тектонической карты мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы с изменениями, по материалам ИНГГ СО РАН [15]:

тектонические элементы: положительные: 1 – надпорядковые и 0 порядка, 2 – 1 порядка, отрицательные: 3 – надпорядковые и 0 порядка, 4 – 1 порядка, промежуточные: 5 – мегамоноклизы внешнего пояса, 6 – мега-, мезо-моноклинали Ямало-Карской депрессии, 7 – мега-, мезоседловины; 8 – административные границы; 9 – газовые, газоконденсатные и нефтегазоконденсатные месторождения: 1 – Штормовое, 2 – Утреннее, 3 – Гыданское, 4 – Ладертойское, 5 – Геофизическое, 6 – Трехбугорное, 7 – Восточно-Бугорное, 8 – Солетское и Ханавейское, 9 – Минховское, 10 – Восточно-Минховское, 11 – Тота-Яхинское, 12 – Антипаютинское, 13 – Северо-Соленинское, 14 – Южно-Соленинское, 15 – Мессояхское

воды (по С.А.Щукареву). Для большей части региона характерна инверсионная вертикальная гидрогеохимическая зональность.

Детальный анализ изменения основных генетических коэффициентов выявил широкое распространение древних инфильтрогенных вод или седиментогенных из опресненных бассейнов, которые характеризуются величиной общей минерализации от 3 до 17,0 г/дм³ и значениями гNa/гCl коэффициента от 0,96 до 2,6. Этот тип обнаружен во всех комплексах на Антипаютинской, Геофизической, Гыданской и других площадях. Метаморфизованные седиментогенные воды, отличающиеся более низкими значениями гNa/гCl коэффициента и более высокой минерализацией, встречаются спорадически на Восточно-Мессояхской, Солетской и Утренней площадях. Конденсатогенные воды выявлены в меловых комплексах в приконтурных зонах газовых залежей на Геофизической, Солетской и Утренней площадях. Их особенность – предельная газонасыщенность ($>2 \text{ м}^3/\text{м}^3$), пестрый химический состав с повышенным содержанием гидрокарбонат-иона и низкая минерализация ($<7 \text{ г/дм}^3$).

Предварительно выделенные генетические типы подземных вод тесно связаны с эволюцией осадочного бассейна и обстановками седиментации, существовавшими во время формирования осадочного чехла. Для лучшего понимания процессов формирования состава подземных вод необходимо проведение палеогидрогеохимических реконструкций и изучение его дальнейших преобразований на стадиях диагенеза и катагенеза.

Методика палеогидрогеохимических реконструкций. Методика восстановления солевого состава вод древних мезозойских морских и озерно-аллювиальных бассейнов основывается на палеогеографических реконструкциях и сравнительно-литологическом анализе с использованием естественно-исторического подхода, суть которого сводится к тому, что в прошлые геологические эпохи формирование ионно-солевого состава вод в континентальных и морских обстановках обуславливалось теми же факторами и являлось результатом тех же процессов, что и в настоящее время.

Можно выделить две группы факторов, определяющих направленность изменения химического состава вод в ходе геологической эволюции осадочного бассейна: 1) определяющие генетический тип и состав исходных вод – литолого-фациальный, палеогеографический, палеоклиматический; 2) контролирующие последующие после захоронения изменения химического состава подземных вод – температура, давление, динамика и геохимия среды, влияние инфильтрационного питания. Начиная со стадии захоронения сингенетических вод, запускается процесс трансформации их состава, который определяется в начале обстановками осадконакопления, а затем, на стадии диагенеза и катагенеза, процессами вертикальной и латеральной миграции и взаимодействия в системе «вода–порода–газ–органическое вещество». Следовательно, первоначальный

состав седиментационных вод может быть установлен исходя из условий формирования осадков. Рост суммы солей в континентальных обстановках происходит в основном за счет гидрокарбонат-иона и кальция, а в морских – за счет ионов хлора, натрия и магния. Магний является показателем глубоководности обстановок накопления иловых вод.

Для анализа развития водонапорной системы в течение всего времени ее существования необходимо проведение периодизации гидрогеологической истории осадочного бассейна. В основу исследований была положена методика А.А.Карцева и др. [14], основанная на представлении о том, что в геологическом плане начало гидрогеологического цикла соответствует тектоническому погружению и трансгрессии, а конец – поднятию и регрессии. Таким образом, выделяются элизионные этапы, в течение которых формируются седиментогенные воды и протекает элизионный водообмен, и инфильтрационные, когда в литосферу просачиваются метеогенные воды, частично разбавляющие и вытесняющие седиментогенные. Совокупность элизионного и инфильтрационного этапа называется гидрогеологическим циклом. В пределах одного региона могут выделяться как один, так и несколько циклов.

Для реконструкции состава вод древних морских бассейнов (элизионные этапы) были обобщены данные по современному химизму океана [1, 10, 18], иловых вод [23], поглощенного комплекса глин [11, 20], результаты палеонтологических и палеоклиматических исследований [4–7, 12, 19]. Изучение состава современных морских (Охотское, Японское, Балтийское, Белое, Каспийское) и океанических вод позволяют сделать вывод о том, что максимальная соленость погребенных вод мезозойских бассейнов не могла превышать 38 г/дм³ в наиболее глубоководных морских обстановках, а в мелководных и прибрежных частях могла колебаться от 5 (привнос пресных вод реками) до 25 г/дм³. По составу вод преобладали хлоридные натриевые, с увеличением роли магния по мере углубления морского бассейна.

Первоначальный состав инфильтрационных вод (континентальные обстановки осадконакопления) был реконструирован по среднему составу речных, болотных и озерных вод и по геохимии зоны гипергенеза [10, 22]. Детальный анализ результатов исследований континентальных и прибрежно-морских осадков в обстановках семиаридного климата показал, что инфильтрационный водообмен приводил к формированию пресных преимущественно гидрокарбонатных кальциевых вод с общей минерализацией до 0,5 г/дм³, а в прибрежно-континентальных обстановках – солоноватых вод (до 6 г/дм³).

Средний состав сингенетических вод различных фациальных областей Западно-Сибирского палеобассейна сведен в таблицу.

Результаты и их обсуждение. Анализ истории развития северо-восточной части Западно-Сибирского палео-

Средний состав сингенетических вод различных фациальных обстановок

Фациальные обстановки	Мср*	Элементы						
		SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Континентальные, мг/дм ³								
Горы, равнина возвышенная	65,0	2,4	5,7	35,0	11,0	1,4	3,2	1,7
Пойменно-болотная	44,0	3,0	3,5	25,0	3,0	0,8	6,5	1,5
Озерно-аллювиальная	150,0	10,0	7,0	55,0	5,1	1,3	14,0	4,0
Морские, г/дм ³								
Прибрежно-морская	17,5	1,2	8,2	0,3	6,2	0,1	0,4	1,1
Глубоководно-морская	34,5	2,7	18,9	0,14	10,5	0,3	0,4	1,3

Примечание. Мср* – средняя минерализация.

бассейна позволил выделить пять гидрогеологических циклов. Расчленение производилось детально, в виду несоответствия длительности циклов границам крупным стратиграфическими подразделениями (отделами), название их дан по приуроченности к общепринятым в унифицированной шкале ярусам. Снизу–вверх по разрезу выделяются: индско-синемюрский, плинсбахско-аптский, альбско-датский, зеландско-эоплейстоценовый, неоплейстоцен-голоценовый (рис. 2).

Гидрогеологическая история осадочного чехла начинается с нижнетриасовой эпохи. Вплоть до синемюрского века (нижняя юра) территория представляла собой денудационно-аккумулятивную равнину [1]. Начало седиментации сопряжено с активной вулканической деятельностью и образованием вулканогенно-осадочной толщи (туринской серии). Дальнейшая седиментация происходила преимущественно в континентальных условиях (лагунные, озерные, дельтовые, аллювиальные обстановки), в которых образовалась тампейская серия [13]. На данном этапе превалировали процессы инфильтрации пресных атмосферных вод в рыхлые осадки, следовательно, можно выделить инфильтрационный этап индско-синемюрского гидрогеологического цикла (см. рис. 2).

Начало плинсбахско-сеноманского гидрогеологического цикла следует связать с трансгрессией морского бассейна, начавшейся в плинсбахе. В начале цикла большая часть территории была представлена аллювиально-озерной и прибрежной равниной, временами затопляемой морем. Море наступало с северо-востока, постепенно продвигаясь вглубь континента. В позднеплинсбахское время большая часть региона была затоплена мелким морем до 25 м [1, 17]. В раннем тоаре на севере Западной Сибири сформировалась область устойчивого морского осадконакопления. Берега бассейна представляли собой возвышенную денудационную равнину, переходящую в низкие горы (окраинные части Восточно-Сибирской платформы, Таймыр, полярный Урал). В пределах исследуемого региона лишь северо-восточная часть, приуроченная к Пред-

таймырской мегамоноклизе, на протяжении всего гидрогеологического цикла оставалась областью сноса обломочного материала (низкие горы, денудационная суша), и в ее пределах превалировали процессы инфильтрации атмосферных осадков. На остальной территории преимущественно морской режим осадконакопления господствовал вплоть до конца готеривского века.

Постоянное чередование незначительных трансгрессивных и регрессивных циклов приводило к колебаниям уровня морского бассейна. Пик трансгрессии приходится на волжское время, когда большая часть региона была затоплена глубоким морем, достигающим глубин 400 м, существовавшим здесь вплоть до конца валанжина. Регрессивный цикл, начавшийся в готеривское время, способствовал постепенному обмелению морского бассейна, а пик регрессии пришелся на аптское время, когда на большей части территории установился континентальный режим осадконакопления. Большая часть региона была занята прибрежной равниной, временами затопляемой морем [16].

Раннеальбская регрессия, сопровождавшаяся существенным погружением бассейна, привела к началу нового альбско-датского гидрогеологического цикла. Большая часть региона оказалась затоплена неглубоким морем, которое в сеномане обмелело и сократило свою площадь за счет регрессии и подъема территории. Тем не менее, до конца кампана морской режим седиментации превалировал, при этом площадь морского бассейна лишь незначительно изменялась, преобладали небольшие глубины (до 100 м). В маастрихте произошла регрессия, сопровождавшаяся значительным обмелением бассейна, расширением площади прибрежных и низменных аккумулятивных равнин, которое продолжилось и в датское время (см. рис. 2).

В палеоцене (зеландский век) началась новая волна трансгрессии. Начало нового цикла характеризуется преобладанием морского и прибрежно-морского осадконакопления, в разрезе доминируют диатомиты и диатомовые глины [8]. Элизионный этап продолжался вплоть до конца эоцена. Олигоценно-эоплейстоце-

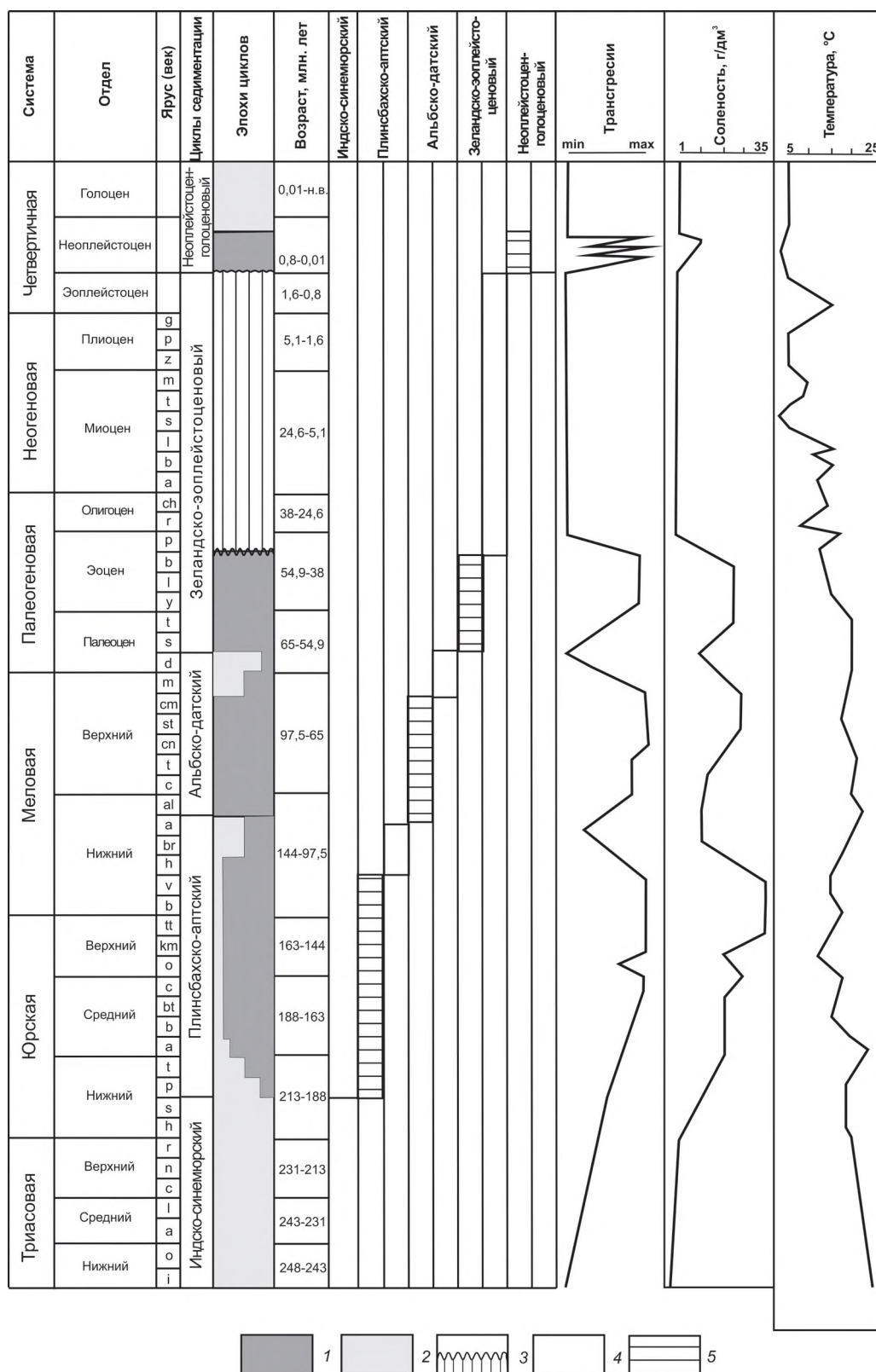


Рис. 2. Схема периодизации гидрогеологической истории полуострова Гыдан и характеристика палеосреды северо-восточной части Западно-Сибирского бассейна:

циклы седиментации: 1 – трансгрессивный, 2 – регрессивный; 3 – несогласное залегание, перерыв в осадконакоплении, размыв; гидрогеологический этап: 4 – инфильтрационный, 5 – элизионный

новые отложения отсутствуют в разрезе, поскольку тогда север Западной Сибири представлял собой приподнятую сушу, подвергшуюся денудации. В это время господствовали процессы инфильтрации атмосферных вод. Кроме того, на рубеже эоцена и раннего олигоцена в результате неравномерных тектонических движений была уничтожена большая часть осадков, накопившихся в палеогене. Неогеновый этап также характеризовался дифференцированными тектоническими движениями и развитием денудационных равнин, небольшие по мощности отложения которых были уничтожены в дальнейшем [6]. Климат в это время менялся достаточно сильно: от субтропического (в палеоцене–начале эоцена) до арктического (на рубеже эоцена–эоплейстоцена) [7] (см. рис. 2).

В начале неоплейстоцена морское осадконакопление чередовалось с эпохами оледенения. В разрезе севера Западной Сибири можно выделить девять морен и пять морских горизонтов [2, 8], которые могут быть отнесены к элизионному этапу неоплейстоцен-голоценового цикла. В позднем неоплейстоцене и голоцене исследуемый регион представлял собой аккумулятивную и озерно-аллювиальную равнину, в которой образовывались полифациальные рыхлые терригенные осадки и преобладали процессы инфильтрационного водообмена.

Постоянная смена элизионных и инфильтрационных этапов в истории развития бассейна предопределила сложную вертикальную гидрогеохимическую зональность, а наличие мощных глинистых толщ в разрезе стало причиной наличия аномалий пониженной минерализации. Для лучшего понимания процессов формирования состава вод нефтегазоносных отложений необходимо рассмотреть более детально состав сингенетических вод плинсбахско-аптского гидрогеологического цикла.

К началу юрской эпохи Западная Сибирь представляла собой возвышенную слаборасчлененную сушу, приподнятые элементы рельефа которой служили областями денудации, а депрессионные области – областями аккумуляции осадочного материала [17]. В триасе и начале юры в исследуемом регионе совместно с континентальными осадками захоранивались пресные метеогенные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией, не превышающей 2 г/дм³. Климат в ранней юре был теплый и влажный с незначительными сезонными колебаниями. Среднегодовые температуры по изотопным и палеонтологическим данным составляли 14,4–19,8°C [9, 17] (см. рис. 2).

Начало обширной трансгрессии в плинсбахском веке привело к образованию мелководного морского бассейна на севере Западной Сибири. В пределах исследуемого региона располагалась обширная зона мелководья глубиной до 25 м, являющаяся эпиконтинентальным бассейном и имеющая слабую связь с открытым морем. Вероятнее всего, соленость вод, погребенных совместно с осадками зимней свиты, не превы-

шала 15 г/дм³, поскольку происходило их постоянное опреснение речным стоком. Это подтверждается бедностью органического мира и наличием растительного детрита и остатков флоры в зимней свите [17, 24]. Возрастание роли глинистого материала в осадках левинской свиты указывает на углубление бассейна в позднеплинсбахское время, затем последовало незначительное обмеление во время накопления более песчаных осадков шараповской свиты. Соленость вод колебалась от 15 до 20 г/дм³. На аномальную соленость также указывает отсутствие в осадках бентоса, типичного для бассейнов с нормально-морской соленостью (см. рис. 2).

Такие обстановки существовали до начала тоара, когда море крупной раннеюрской трансгрессии затопило исследуемый регион, что привело к образованию тонкоотмученных глин китербютской свиты, являющейся регионально нефтематеринской. Ранний тоар отличался теплым и сухим климатом, среднегодовые температуры составляли 16,9–24,5°C (в среднем 20,5°C), что привело к обширному распространению бентоса [19].

Северная часть территории представляла собой прибрежную мелководную зону, глубины которой не превышали 25 м. Соленость вод, в связи с аридизацией климата, могла достигать 20–25 г/дм³. В центральной и южной частях региона обособилась зона морского осадконакопления, где глубины палеобассейна превышали 100 метров. Находки фауны (двустворки, фораминиферы и белемниты) подтверждают установление нормально-морского режима седиментации [24]. В глубоководных частях соленость вод могла составлять 30 г/дм³.

Вторая половина тоара–начало аалена охарактеризованы общей кратковременной, но обширной регрессией сибирских морей, тем не менее, в исследуемом регионе очертания основных палеогеографических зон оставались без изменений вплоть до келловоя. Лишь незначительные регрессивные колебания способствовали увеличению доли песчаного материала в осадках, а трансгрессивные – глинистого.

В аалене началось постепенное снижение температур до 15–20°C и гумидизация климата, в байосе климат был еще более прохладный, температуры опустились до 14–16°C [4], что подтверждается данными палинологии и биогеохимическими анализами. Похолодание привело к гибели растительности и, как следствие, широкому распространению угленосных толщ.

В келловее трансгрессия, начавшаяся в конце бата, достигла максимума. Дальнейшее прогибание Западно-Сибирского бассейна привело к образованию в районе Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклизы зоны с глубоководно-морской седиментацией [17], где глубины достигали 400 м. В этой области отлагались глинистые осадки гольчихинской свиты, богатые органическими остатками, и совместно с ними захоранивались воды нормально-морской солености, достигающей 35–38 г/дм³. Об этом свидетельствует состав аутигенных

минералов и остатки морской фауны. В северо-восточном направлении (к берегам бассейна) происходило постепенное уменьшение глубин до 50 м, где в прибрежно-морских условиях захоранивались более пресные воды (15–20 г/дм³). Расцвету органики способствовало незначительное повышение на 2–3°C температуры вод Арктического бассейна [19].

На рубеже келловейского и оксфордского веков трансгрессия сменилась регрессией, достигшей максимума в середине оксфорда. В регионе доминировали морские обстановки, но уменьшилась глубина бассейна до 100 м [17]. Соленость захораниваемых вод достигала 20–25 г/дм³. Кроме того, произошло похолодание, и среднегодовые температуры составляли 11–13°C [4].

В конце позднего оксфорда началась новая волна трансгрессии, продлившаяся до конца раннего мела. В волжское время фиксируется ее пик, ознаменовавший существенную перестройку палеогеографических областей и значительное углубление морского бассейна (рис. 3, А). В пределах исследуемого региона продолжали накапливаться существенно глинистые осадки гольчихинской свиты, богатые органическими остатками. Глубина моря достигала 400 м, а соленость вод составляла 35–38 г/дм³. Климат в это время был семиаридный, что способствовало процессам химического выветривания на суше и повышению солености вод морского бассейна [20].

В берриас-валанжинское время началась регрессия морского бассейна, образование клиноформных комплексов и существенное расширение зоны мелководья и изменение контуров областей мелкого и глубокого моря. В исследуемом регионе существенного изменения палеогеографических зон не происходило, лишь незначительно увеличилась площадь зоны мелководно-морской седиментации и произошло ее смещение в юго-восточном направлении [16]. Необходимо отметить, что на северо-востоке Западной Сибири господствовал теплый умеренный климат, среднегодовые температуры вод бассейна достигали 15°C [5, 9].

В позднем валанжине произошло опреснение вод морского бассейна до 20–30 г/дм³ за счет континентального стока, что подтверждается фаунистическими находками. Кроме того, расширилась зона мелководья в восточной части региона за счет продолжающейся регрессии.

В готериве среднегодовые температуры возросли до 16–17°C, при этом общая соленость морского бассейна была пониженной (до 20 г/дм³) за счет ухудшения сообщаемости с бореальными морями и увеличения роли континентального стока [5, 9, 16]. В исследуемом регионе по-прежнему основную часть территории занимала мелководная зона, незначительные по площади глубоководные области (до 400 м) располагались в его западной части.

В барреме установился влажный, теплый, субтропический климат. Дальнейшая регрессия привела к зна-

чительному обмелению Западно-Сибирского моря. На исследуемой территории господствовали обстановки прибрежной равнины, временами затапливаемой морем во времена небольших трансгрессий [16]. Только крайняя северо-восточная часть была занята низменной аккумулятивной равниной. В этих условиях совместно с прибрежно-континентальными осадками (песчаники, алевролиты, глины с растительным детритом и пропластками углей – танопчинская свита) захоранивались солоноватые воды с минерализацией от 2 до 5 г/дм³. Такие обстановки просуществовали до конца апта (см. рис. 3, Б).

В альбе началась новая волна трансгрессии, ознаменовавшая начало нового гидрогеологического цикла. Трансгрессия сопровождалась значительным погружением северных районов Западной Сибири и увеличением площади морского бассейна. В это время соленость палеобассейна была близка к нормально-морской, а воды – умеренно-теплые, на что указывает видовое разнообразие бентоса [12]. В центральной части исследуемого региона располагалась обширная зона мелководья, где соленость могла достигать 20 г/дм³ за счет постоянного поступления вод из бореального бассейна. С западной стороны она была обрамлена более глубоководной (до 100 м) зоной, где соленость приближалась к нормально-морской и отлагались темно-серые тонкоотмученные илы, содержащие многочисленную фауну.

Основные выводы:

1. Детальный анализ эволюции развития осадочного бассейна позволяет выделить пять гидрогеологических циклов: индско-синемюрский, плинсбахско-аптский, альбско-датский, зеландско-эоплейстоценовый, неоплейстоцен-голоценовый. Самый длительный – плинсбахско-аптский гидрогеологический цикл характеризуется глобальной трансгрессией Арктического бассейна. В это время образовался Западно-Сибирский палеобассейн и установился самый длительный элизионный этап, во время которого накопились мощные (до 950 м) толщи глин гольчихинской свиты, являющейся основным источником литогенных вод и региональной нефтематеринской свитой.

2. В гидрогеологической истории формировались две принципиально различные геохимические ветви подземных вод – солоноватые и соленые хлоридные натриевые седиментационные и пресные гидрокарбонатные кальциевые инфильтрационные. Первый тип сингенетических вод захоранивался совместно с таласогенными осадками во времена трансгрессии морского бассейна. На северо-востоке Западно-Сибирского палеобассейна морские обстановки преобладали в плинсбахско-эоценовое время. На элизионных этапах соленость захораниваемых хлоридных натриевых вод колебалась от 5 (в прибрежно-континентальных обстановках) до 38 г/дм³ (глубоководные обстановки). Второй тип образовывался во время инфильтрационных этапов,

частично замещая и опресняя накопившиеся ранее седиментационные воды. Самые длительные инфильтрогенные этапы – индско-синемюрский и позднеэоценовый, во время которых основным источником подземных флюидов служили атмосферные осадки гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией, не превышающей 2 г/дм³. Необходимо отметить, что Предтаймырская мегамоноклиза на протяжении всей истории развития водонапорной системы являлась зоной сноса обломочного материала и внешней областью питания, что способствовало развитию процессов инфильтрации атмосферных вод.

3. Анализ современной гидрогеохимии и палео-

гидрогеологические реконструкции позволили выделить в пределах нефтегазоносных отложений полуострова Гыдан несколько генетических типов вод. Древние инфильтрогенные распространены наиболее широко в пределах региона. Они образовывались на инфильтрационных этапах развития бассейна и характеризуются величиной общей минерализации от 3 до 17,0 г/дм³ и значениями гNa/гCl коэффициента – от 0,96 до 2, 6.

Седиментогенные воды, захоранивающиеся совместно с глинистыми осадками на элизионных этапах развития бассейна, отличаются более низкими значениями гNa/гCl коэффициента и более высокой минерализацией. Литогенные воды, образовавшиеся на значитель-

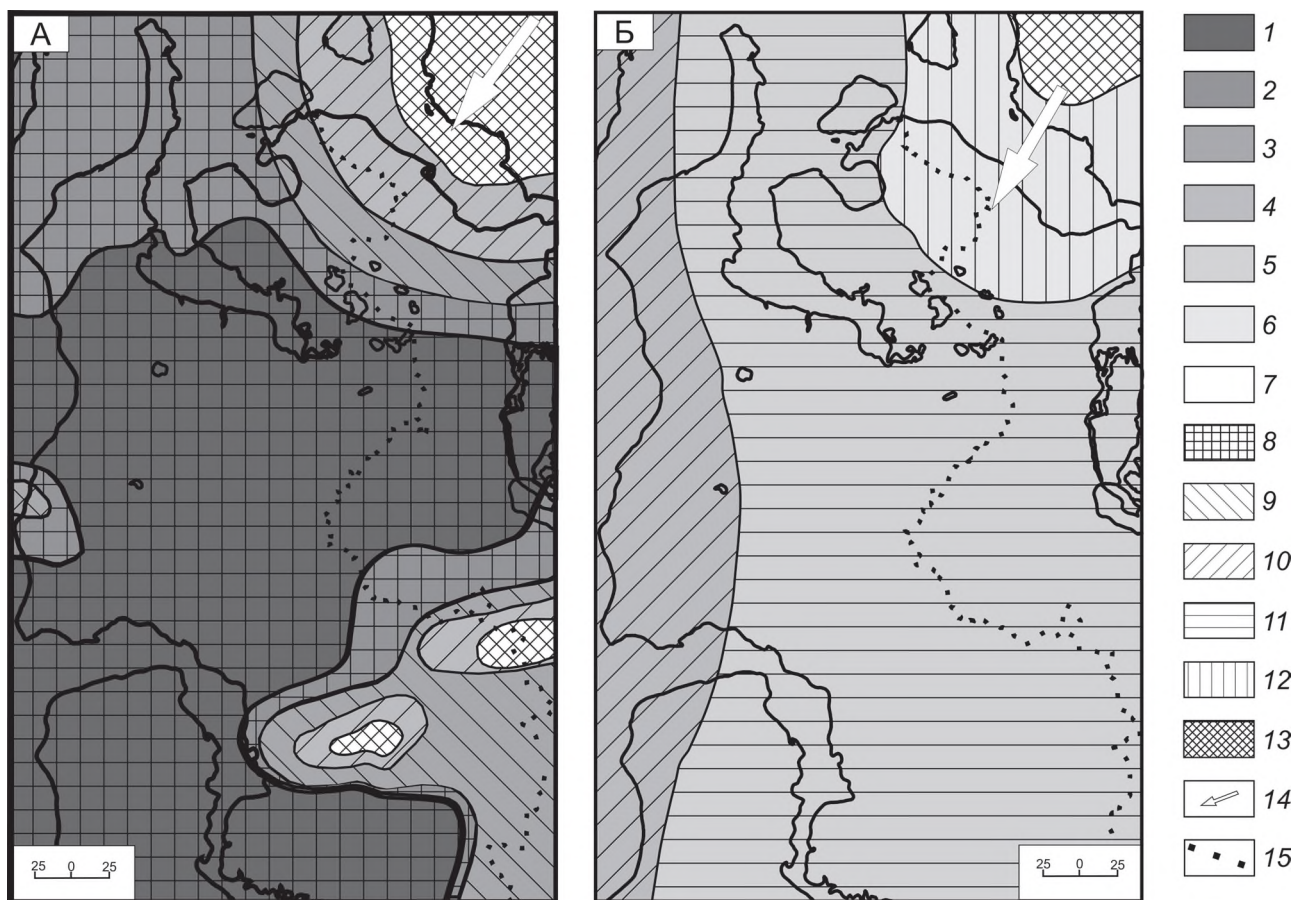


Рис. 3. Палеогидрогеохимическая схема с элементами фациальной зональности полуострова Гыдан на начало волжского (А), аптского (Б) веков. Палеогеографическая основа по материалам ИНГ СО РАН [16, 17]:

обстановки осадконакопления: 1 – глубокое море (200–400 м); море, мелкая часть шельфа, прибрежная зона и островная часть шельфа (глубина в м): 2 – 100–200, 3 – 25–100, 4 – <25; равнина: 5 – прибрежная, временами затопляемая морем, 6 – низменная аккумулятивная, 7 – денудационная, низкие горы, плато; палеогидрогеохимические зоны: соленые (талассогенные) воды с преобладанием в составе ионов Cl⁻ и Na⁺ при повышенном содержании Mg²⁺ (морские обстановки) с минерализацией (в г/дм³): 8 – 20–35 и 9 – 15–20, 10 – солоноватые воды с минерализацией 5–15 г/дм³ и преобладанием в составе ионов Na⁺ и Cl⁻ при повышенном содержании ионов Ca²⁺ и Mg²⁺ (прибрежно-морские обстановки), 11 – солоноватые воды с минерализацией 2–5 г/дм³ с преобладанием в составе ионов Na⁺ и Cl⁻ при повышенном содержании ионов Ca²⁺ и HCO₃⁻ (прибрежно-континентальные обстановки), 12 – пресные и солоноватые инфильтрогенные воды с минерализацией 0,5–2,0 г/дм³ и с преобладанием в составе ионов HCO₃⁻ и Ca²⁺ при повышенном содержании ионов Cl⁻ и Na⁺ (континентальные обстановки), 13 – пресные инфильтрогенные воды (преобладают метеогенные) с минерализацией до 0,5 г/дм³ и с преобладанием в составе ионов HCO₃⁻ и Ca²⁺ (континентальные обстановки); 14 – основное направление сноса обломочного материала; 15 – административные границы

ных глубинах в результате развития процессов термодегидратационного преобразования глинистых минералов под действием высоких температур и давлений, широко распространены на полуострове Гыдан. Они характеризуются низкой минерализацией и являются основной причиной возникновения инверсионной гидрогеохимической зональности. Конденсатогенные воды, образовавшиеся из паро-водо-газовой смеси одновременно с заполнением ловушек углеводородов, установлены в приконтурной части газовых залежей (Геофизическое, Солетское, Утреннее и другие месторождения) по высоким значениям газового фактора ($>2 \text{ м}^3/\text{м}^3$) и низкой минерализации ($<7 \text{ г/дм}^3$), характеризуются локальным распространением. Необходимо отметить, что на современном этапе развития бассейна доминируют процессы смешения выделенных генетических типов подземных вод.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00868 А, НШ-402.2014.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алектин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1984.
2. Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско-Тазовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 51–71.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР [Карты] / Под ред. А.П.Виноградова. – М.: Всесоюзный аэрографический трест министерства геологии СССР, 1968.
4. Берлин Т.С., Киприкова Е.Л., Найдин Д.П. и др. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа (по рострам белемнитов) // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 36–43.
5. Булыникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г. и др. Палеобиофауны нефтегазоносных волжских и неокотских отложений Западно-Сибирской плиты / Под ред. А.В.Гольберта, А.Э. Конторовича. – М.: Недра, 1978.
6. Волкова В.С. Геологические этапы развития Приобского арктического шельфа в Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 619–633.
7. Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 906–915.
8. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. Стратиграфия нефтегазоносных областей Сибири. Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002.
9. Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. – М.: Наука, 1968.
10. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 721–744.
11. Грамберг И.С. Палеогидрогеохимия терригенных толщ. – Л.: Недра, 1973.
12. Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 769–791.
13. Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. – Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «ГЕО», 2002.
14. Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. – М.: Недра, 1969.
15. Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1832–1845.
16. Конторович А.Э., Еришов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.
17. Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 972–1012.
18. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. – М.: Наука, 1979.
19. Сакс В.Н., Ронкина З.З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 58–73.
20. Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. – Свердловск: Средне-Уральское книжное изд-во, 1978.
21. Ходжакулиев Я.А., Абукова Л.А. Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа. – М.: Недра, 1985.
22. Шварцев С.И. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1998.
23. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. – М.: Наука, 1972.
24. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. – Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «ГЕО», 2000.

Распределение редких и редкоземельных элементов в рудах свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточного Забайкалья

Б.Н.АБРАМОВ (ФГБУ Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН; 672014 г. Чита, ул. Недорезова, 16 а, а/я 521)

Рассмотрено распределение элементов-примесей в свинцово-цинковых рудах олово-полиметаллических Шерловгорского и Хапчерангинского и полиметаллических Кличкинского и Нойон-Тологойского месторождений Юго-Восточного Забайкалья. Установлено, что Pb-Zn руды рассматриваемых месторождений характеризуются различными содержаниями элементов-примесей, отражающими специфику рудоносных растворов. Рудам Шерловгорского и Хапчерангинского месторождений свойственны повышенные содержания Sn, Нойон-Тологойского – Sb. Отмечена тесная корреляционная связь между In-Zn и Cd-Zn. Выявлено, что магматические расплавы Pb-Zn руд Шерловгорского месторождения характеризовались наибольшей степенью дифференциации и незначительными глубинами, соответствующими верхней части континентальной коры, а магматические очаги Pb-Zn руд других месторождений – незначительной степенью дифференциации и большими глубинами магматических очагов, соответствующими нижней части континентальной коры.

Ключевые слова: олово-полиметаллические, полиметаллические руды, элементы-примеси, Восточное Забайкалье.

Абрамов Баир Намжилович, b_abramov@mail.ru

Distribution of rare and rare-earth elements in the ores of zinc-lead fields of Southeastern Transbaikalia

B.N.ABRAMOV

The distribution of impurity elements was considered in lead-zinc ores of Sherlovogorsky and Khapcheranginsky tin-polymetallic, Klichkinsky and Noyon-Tologoysky polymetallic deposits of Southeastern Transbaikalia. It is ascertained, that Pb-Zn ores of considered deposits are characterized various contents of impurity elements, reflecting the specificity of ore-bearing solutions. The ores of Sherlovogorsky and Khapcheranginsky deposits are characterized increased contents of Sn, Noyon-Tologoysky deposit is characterized increased contents of Sb. The close correlation connection is ascertained among In-Zn and Cd-Zn. It is revealed, that the greatest degree of differentiation and insignificant depths, which correspond upper continental crust, magmatic melts of Pb-Zn ores by Sherlovogorsky deposit are characterized. Magmatic centers of Pb-Zn ores of other deposits are characterized insignificant degree of differentiation and depths of magmatic centers, corresponding the lower continental crust.

Key words: tin-polymetallic, polymetallic ores, impurity elements, Southeastern Transbaikalia.

На территории Восточного Забайкалья известно более 300 свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений. Среди них по металлогенической специализации выделяются две группы месторождений – олово-полиметаллические и полиметаллические. Многочисленные публикации содержат сведения о повышенных содержаниях в рудах полиметаллических месторождений различных элементов-примесей: As, Cu, Cd, In, Bi, Ag, Au и др. При этом уровень их концентраций широко варьирует в зависимости от типа месторождений.

В основу статьи положен материал, собранный автором в процессе полевых исследований на свинцово-цинковых месторождениях Юго-Восточного Забайкалья, а также материалы территориальных геологических фондов (г. Чита) и опубликованных работ по данной тематике.

Образование свинцово-цинковых месторождений в

Восточном Забайкалье связывается с формированием интрузий шахтаминского (J_{2-3}) и кукульбейского комплексов (J_3), трассирующих зоны глубинных разломов. Генетическая связь полиметаллических руд с интрузивными образованиями доказывается четко проявленной зональностью оруденения относительно выходов рудоносных интрузий. Так, на Шерловгорском и Хапчерангинском олово-полиметаллических месторождениях отмечается одинаковая латеральная рудная зональность относительно редкометалльных мезозойских интрузий. В этих месторождениях к экзо- и эндоконтактовым частям рудоносных гранитов приурочено грейзеновое редкометалльное оруденение, по мере удаления от интрузий – сульфидно-касситеритовое и в наиболее удаленной части – галенит-сфалеритовое [8] (рис. 1). В крайней внешней зоне относительно интрузий с полиметаллическими

месторождениями в тесной пространственной связи находятся низкотемпературные проявления сурьмы, ртути и флюорита.

На Шерловогорском месторождении штокверковая полиметаллическая минерализация приурочена к границе пород нижнего и верхнего структурных этажей, при этом отмечается ее наложение на оловянную. Породы верхнего структурного яруса представлены интрузивными образованиями кислого состава, породы нижнего яруса – среднего–основного составов. В полиметаллических рудах к числу распространенных рудных минералов относятся: сфалерит, галенит, касситерит, арсенопирит. Реже отмечаются пирротин, халькопирит, пирит, блёклая руда, марказит [1, 2, 5].

Рудная минерализация Хапчерангинского месторождения представлена жилами и прожилково-вкрапленными зонами. Основные рудные минералы в зоне развития полиметаллического оруденения – сфалерит и галенит, менее распространены – пирит, пирротин, халькопирит, касситерит.

В пределах Кличкинского рудного поля развиты Савинское № 5 скарново-полиметаллическое месторождение, западнее от него – Почекуевское, юго-западнее – Кличкинское полиметаллические месторождения. Рудные тела месторождений представлены жилами, штокверками и приурочены к зонам тектонических нарушений. Основные рудные минералы – галенит, сфалерит, пирротин, пирит, второстепенные – арсенопирит, марказит, халькопирит, буланжерит.

Нойон-Тологойское полиметаллическое месторождение расположено в северной части Кличкинского рудного района. Основными рудовмещающими структурами являются зоны пологих тектонических нарушений (межпластовых срывов), расположенных как внутри вулканогенных толщ залгатуйской свиты (J_2), так и на границе с подстилающими отложениями верхнегазимурской свиты (J_2). Основные рудные минералы – галенит, сфалерит, пирит, второстепенные – арсенопирит, буланжерит, редкие – блёклая руда, марказит, халькопирит, пирротин, магнетит [9].

В свинцово-цинковых месторождениях Юго-Восточного Забайкалья относительно рудоносных интрузий выдерживается следующая латеральная зональность оруденения: кварцево-пиритовое, кварцево-арсенопиритовое, пирит-арсенопиритовое (раннее) → галенит-сфалеритовое → галенит-буланжеритовое, карбонатно-буланжеритовое (позднее).

Рассмотрим распределение элементов-примесей в свинцово-цинковых, олово-полиметаллических и полиметаллических рудах месторождений, расположенных в юго-восточной части Восточного Забайкалья (рис. 2).

На Шерловогорском и Хапчерангинском олово-полиметаллических объектах относительно полиметаллических Нойон-Тологойского и Кличкинского отмечаются повышенные концентрации Cd и Sn и пониженные – Sb (таблицы 1–3). Характерно, что величины Pb/Zn отноше-

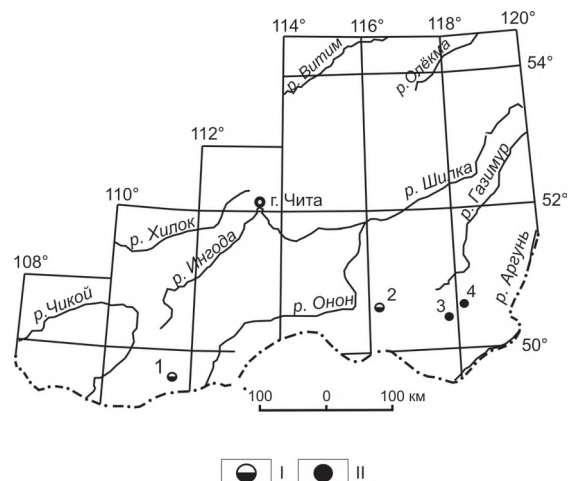


Рис. 1. Схема размещения олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья:

I – олово-полиметаллические месторождения: 1 – Хапчерангинское, 2 – Шерловогорское; II – полиметаллические месторождения: 3 – Кличкинское, 4 – Нойон-Тологойское

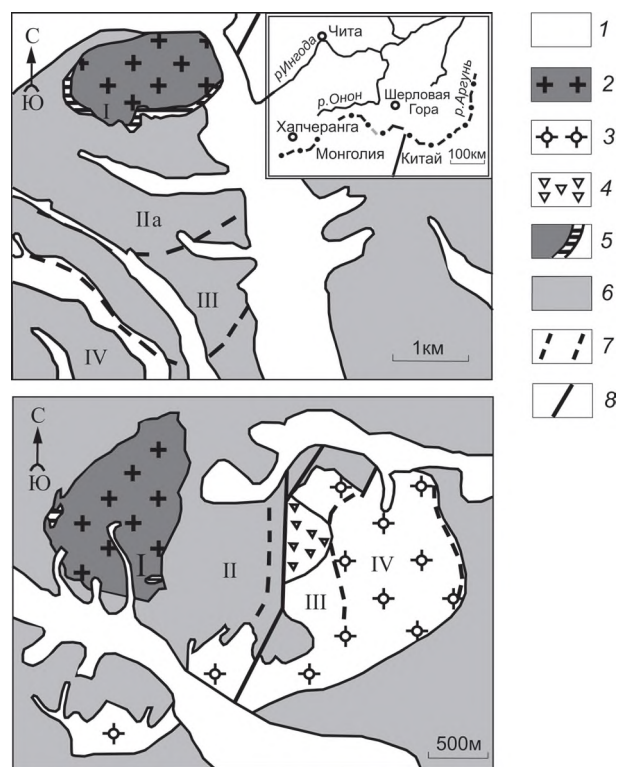


Рис. 2. Схема рудной зональности Шерловогорского и Хапчерангинского олово-полиметаллических месторождений, по работе [8]:

I – четвертичные отложения; 2 – граниты Шерловогорского и Хапчерангинского массивов; 3 – кварцевые порфиры; 4 – взрывчатые брекчии; 5 – зоны грейзенизации гранитных массивов; 6 – фанерозойские интрузивные и осадочные образования; 7 – зоны рудной минерализации: I – грейзеновая, II – кварц-вольфрам-касситеритовая, IIa – кварц-касситерит-турмалиновая, III – сульфидно-касситеритовая, IV – галенит-сфалеритовая; 8 – тектонические нарушения

1. Содержание элементов-примесей в рудах свинцово-цинковых месторождений Сибири, г/т

Zn	Pb	Cu	As	Cd	In	Sn	Sb	Ag
Олово-полиметаллические месторождения Забайкалья								
<i>Шерловогорское (12)</i>								
<u>95 560</u> 79 286	<u>31 703</u> 29 867	<u>18 603</u> 41 868	<u>28 854</u> 33 399	<u>1963</u> 2302	<u>260</u> 303	<u>7654</u> 19 892	<u>1179</u> 1326	<u>544</u> 1669
<i>Хапчерангинское (12)</i>								
<u>196 642</u> 132 206	<u>17 965</u> 24 611	<u>2168</u> 3612	<u>1204</u> 967	<u>1483</u> 676	<u>190</u> 199	<u>22 446</u> 53 179	<u>172</u> 310	<u>139</u> 191
Полиметаллические месторождения Забайкалья								
<i>Нойон-Тологойское (12)</i>								
<u>114 913</u> 69 975	<u>52 862</u> 40 175	<u>6128</u> 3596	<u>49 416</u> 34 296	<u>982</u> 576	<u>222</u> 201	<u>462</u> 837	<u>8764</u> 17 822	<u>301</u> 410
<i>Кличкинское (10)</i>								
<u>58 297</u> 59 973	<u>24 259</u> 30 097	<u>1821</u> 2471	<u>18 163</u> 24 348	<u>319</u> 291	<u>18</u> 21	<u>541</u> 765	<u>6298</u> 10 486	<u>84</u> 93
Колчедано-полиметаллические месторождения [3, 4]								
<i>Юбилейное</i>								
80 800	21500	14 600	7800	338	9,1	6,7	165	70
<i>Корбалихинское</i>								
98 100	22 010	14 600	2100	691	6,5	47,4	656	330
<i>Кызыл-Таиштык</i>								
10 300	28 500	6500	2800	104	10,2	17,4	100,2	20
<i>Озерное</i>								
62 000	12 000	12 000	700	150	–	–	40	–
<i>Холоднинское</i>								
52 000	52 000	400	500	140	–	–	83	–
<i>Захаровское</i>								
100 600	59 600	20 300	4400	752	1,2	34,3	40,2	62
Полиметаллические месторождения [4]								
<i>Зареченское</i>								
–	–	–	–	406	13,4	25,3	6011	2,81
<i>Горевское</i>								
–	–	–	–	360	4,9	39,1	1107	112

Примечание. Анализы выполнены Б.Ж.Жалсараевым методом РФА в Геологическом институте РАН (г. Улан-Удэ); в круглых скобках – число анализов; в числителе – среднее арифметическое, в знаменателе – стандартное отклонение; прочерк – нет данных.

2. Содержание рудных, редких и редкоземельных элементов в рудах Шерловогорского (1) свинцово-цинкового и Хапчерангинского (2) олово-полиметаллического месторождений, г/т

Элементы	1					2			
	Пробы								
	471	628	629-2	630-4	631-1	753	761	762	771
Zn	0,03	8,2	2,9	7,2	11,5	4,34	18,65	24,42	1,23
As	5,8	7,16	5,6	6,1	6,7	0,02	–	0,02	0,10
Pb	0,09	7,0	5,5	9,8	5,1	0,04	0,73	0,38	0,95
Cu	1,57	–	0,03	0,06	0,01	1,13	0,32	0,04	–
Cd	–	–	1460	8500	3000	2640	1480	1760	–
In	–	–	–	–	50	–	82	163	–
Rb	–	–	–	–	–	116	96	89	5
Sr	–	–	–	–	–	190	460	1640	11
Zr	–	–	–	–	–	–	53	48	–
Nb	–	–	–	–	–	–	14	11	–
Sn	7,3	2,07	0,05	0,19	0,023	1,07	0,002	0,002	17,63
Sb	–	0,22	0,12	0,11	0,10	–	0,003	0,005	–
Ba	20	83	256	175	8	–	28	7	19
La	13,8	5,7	20,4	13,1	6,1	8,2	2,8	5,7	<2

Продолжение табл. 2

Элементы	1					2				
	Пробы									
	471	682	629-2	630-4	631-1	753	761	762	771	
Ce	40,3	11,9	41,4	27,9	14,2	16,2	5,5	11,1	<4	
Pr	7,2	<3	4,7	4,1	<3	<2	<2	<2	<2	
Nd	35,1	5,15	18,4	17,05	8,1	6,6	2,5	6,1	<2	
Sm	15,6	1,6	4,9	6,1	2,5	1,6	<1	1,8	<1	
Eu	0,73	0,18	0,41	0,45	0,23	0,36	0,29	0,58	<0,1	
Gd	19,1	1,5	3,4	8,7	2,3	2,5	1,3	3,6	<1	
Tb	3,7	<0,5	0,66	1,85	<0,5	<0,5	<0,5	0,82	<0,5	
Dy	25,7	1,4	2,8	13,0	2,5	3,3	1,5	6,3	6,2	
Ho	4,6	<0,5	0,45	2,5	0,51	0,69	0,50	1,30	1,2	
Er	12,4	<1	1,2	7,0	1,6	1,7	0,91	3,25	3,6	
Tm	1,9	<0,3	<0,3	0,76	<0,3	<0,3	<0,3	0,42	0,40	
Yb	10,6	0,86	1,25	4,2	2,2	0,94	0,52	1,80	1,8	
Lu	1,4	<0,15	0,18	0,61	0,34	<0,15	<0,15	<0,15	–	
Y	96,2	7,2	11,3	87,0	15,3	18,2	9,7	35,2	32,0	
Zn/Pb	0,33	1,17	0,53	0,73	2,25	108,50	25,55	64,87	1,29	
ΣTR	288,3	35,5	111,5	194,3	55,9	60,4	25,5	78,0	45,2	
(La/Yb) _n	0,9	4,6	11,5	2,2	1,9	6,1	3,7	2,2	–	
Eu/Eu*	0,13	0,35	0,31	0,19	0,29	0,55	–	0,69	–	
Eu/Sm	0,05	0,11	0,08	0,07	0,09	0,23	–	0,32	–	

Примечание. Содержания Zn, Pb, As, Cu, Sb даны в %; анализы выполнены в аналитическом центре Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ); рудные и редкие элементы методом РФА определены Б.Ж.Жалсараевым, редкоземельные элементы – Л.А.Левантуевой и методом ISP-AES – Т.И.Казанцевой; прочерк – нет данных.

3. Содержание рудных, редких и редкоземельных элементов в свинцово-цинковых рудах Нойон-Тологойского (1) и Кличкинского (2) полиметаллических месторождений, г/т

Элементы	1					2				
	Пробы									
	634-1	634-2	634-4	670	671-1	825	825-1	828	828-2	
Zn	2,5	3,0	15,0	19,0	7,9	8,52	8,17	25,5	8,28	
As	2,5	0,77	5,84	–	6,3	5,9	3,37	3,26	2,91	
Pb	0,5	1,53	5,6	0,97	6,3	8,77	4,08	0,63	10,2	
Cu	0,12	–	0,47	–	–	–	–	0,52	0,75	
Cd	105	180	820	–	440	1150	730	2170	690	
In	–	–	–	47	–	152	146	500	53	
Rb	28	–	–	–	–	40	108	24	37	
Sr	45	120	–	90	–	52	69	140	85	
Zr	13	–	–	30	–	298	140	22	76	
Nb	–	–	–	5,3	–	–	15	3	–	
Sn	280	2250	1090	12	1100	990	112	97	500	
Sb	0,23	0,59	2,5	0,0026	1,72	2,61	0,02	0,05	0,06	
Ba	27	15	28	10	–	33	53	11	44	
La	4,8	5,2	3,05	2,1	2,25	19,2	39,4	3,7	7,9	
Ce	9,3	8,8	6,7	5,6	3,8	30,7	77,0	4,3	11,0	
Pr	<3	<3	<3	<3	<3	3,15	7,3	<2	<2	
Nd	4,0	3,2	4,0	3,1	1,7	13,3	33,1	<2	4,15	
Sm	1,15	<1	1,3	1,1	<1	3,1	7,25	<1	<1	
Eu	0,25	0,18	0,26	0,27	<0,1	0,59	1,20	0,11	0,27	
Gd	1,3	<1	2,1	1,3	<1	2,3	5,0	<1	<1	
Tb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Dy	<1	<1	1,1	<1	<1	1,2	2,3	<1	<1	
Ho	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Er	<1	<1	<1	<1	<1	0,60	0,70	<0,5	<0,5	

Элементы	1				2				
					Пробы				
	634-1	634-2	634-4	670	671-1	825	825-1	828	828-2
Tm	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Yb	0,38	0,27	0,47	0,48	<0,2	0,30	0,56	<0,3	0,11
Lu	<0,16	<0,15	<0,15	<0,15	<0,15	<0,15	<0,15	<0,15	<0,15
Y	5,3	4,2	5,9	5,4	1,7	4,1	8,1	<1	1,4
Zn/Pb	5,00	1,96	2,67	19,59	1,25	0,97	2,00	40,40	0,81
Σ TR	25,98	21,85	24,68	19,85	9,45	78,54	181,91	8,11	24,83
(La/Yb) _n	7,84	10,60	4,45	3,30	11,50	40,19	41,23	–	48,06
Eu/Eu*	0,71	–	0,55	0,78	–	0,68	0,61	–	–
Eu/Sm	0,22	–	0,20	0,24	–	0,19	0,17	–	–

Примечание. Содержания Zn, Pb, As, Cu, Sb даны в %.

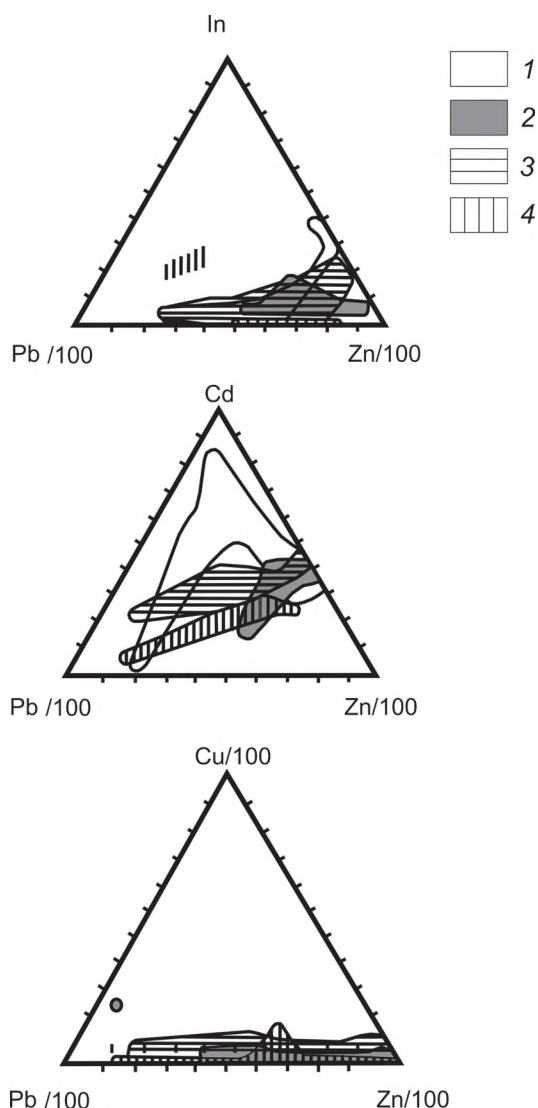


Рис. 3. Поля распределения химических элементов в свинцово-цинковых рудах:

месторождения: 1 – Шерловогорское, 2 – Хапчерангинское, 3 – Кличкинское, 4 – Нойон-Тологойское

ний на Хапчерангинском месторождении значительно превышают таковые на Шерловогорском, что отражает специфику рудоносных растворов на этих месторождениях (см. табл. 2). Наибольшие концентрации элементов-примесей в рудах месторождений следующие, г/т: Шерловогорское – In 260, Ag 544; Хапчерангинское – Sn 2 246; Нойон-Тологойское – Sb 8764 (см. табл. 1).

На диаграммах Pb–Zn–In, Pb–Zn–Cd, Pb–Zn–Cu в свинцово-цинковых рудах рассматриваемых месторождений отмечается тесная связь повышенных концентраций In, Cd, Cu с Zn (рис. 3).

Для изучения степени дифференциации рудоносных магматических очагов свинцово-цинковых месторождений и глубин их размещения использованы Eu/Eu* и Eu/Sm отношения. В трактовке С.Ф.Винокурова в магматических очагах, расположенных на границе верхней и нижней частей континентальной коры, отношение Eu/Sm составляет 0,2. В магматических очагах, расположенных выше этой границы, значения Eu/Sm <0,2; в магматических очагах, расположенных ниже – >0,2 [6]. Для оценки степени дифференциации магматических очагов рассматриваемых рудно-магматических систем использованы Eu/Eu* отношения [7].

Анализ Eu/Eu* и Eu/Sm показывает, что среди рассматриваемых месторождений наибольшей степенью дифференциации и глубиной функционирования, характеризовались магматические расплавы Pb–Zn руд Шерловогорского месторождения (Eu/Eu* 0,13–0,31; Eu/Sm 0,05–0,11) (рис. 4). Магматические расплавы Pb–Zn руд других месторождений характеризовались незначительной степенью дифференциации и большими глубинами, соответствующими нижней части континентальной коры, (Eu/Eu* 0,55–0,78; Eu/Sm 0,17–0,32) (см. рис. 4, табл. 2, 3). Корреляционный анализ выявил тесные связи ($r > 0,5$) между In–Zn и Cd–Zn в полиметаллических рудах свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточного Забайкалья.

Таким образом, формирование Pb–Zn месторождений Юго-Восточного Забайкалья тесно связано с про-

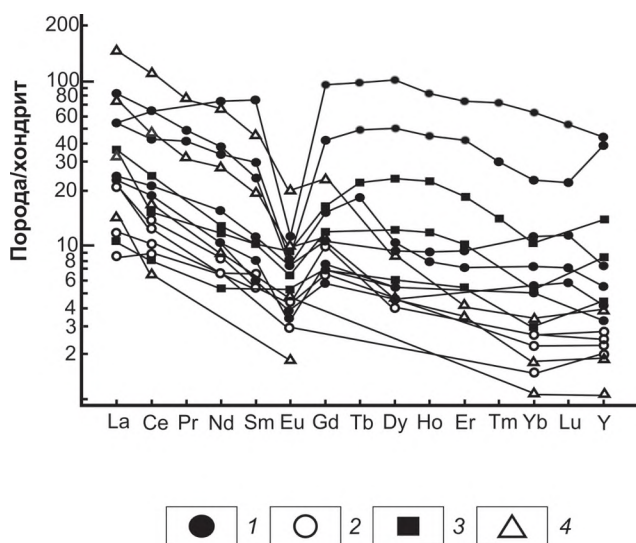


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в свинцово-цинковых рудах олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья:

свинцово-цинковые руды месторождений: 1 – Шерловогорского, 2 – Кличкинского, 3 – Хапчерангинского, 4 – Нойон-Тологойского

цессами формирования мезозойских редкометалльных интрузий. Свинцово-цинковые руды олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений характеризуются различными концентрациями элементов-примесей, отражающих специфику рудоносных растворов: Шерловогорского и Хапчерангинского месторождений – повышенными содержаниями Sn, Нойон-Толгойского – Sb. Наибольшими степенью дифференциации и глубиной функционирования характеризовались магматические расплавы Pb-Zn руд Шерловогорского месторождения (Eu/Eu^* 0,13–0,31; Eu/Sm 0,05–0,11). Магматические очаги Pb-Zn руд других месторожде-

ний имели незначительную степень дифференциации и большие глубины функционирования магматических очагов, соответствующих нижней части континентальной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.Н.* Особенности распределения рудных и редкоземельных элементов в породах и рудах Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения // *Отечественная геология*. 2013. № 2. С. 43–49.
2. *Абрамов Б.Н.* Особенности распределения рудных и редкоземельных элементов в породах и рудах Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения // *Отечественная геология*. 2013. № 2. С. 43–49.
3. *Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Ковалев Р.Г.* Факторы концентрирования элементов-примесей в рудах колчеданных месторождений Сибири // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 3. С. 303–317.
4. *Гаськов., Павлов Г.А., Владимиров А.Г., Гвоздев В.И.* Индий и другие элементы-примеси в рудах колчеданно-полиметаллических и оловосульфидных месторождений Сибири и Дальнего Востока // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. 2014. № 3. С. 67–71.
5. *Гайворонский Б.А.* Шерловогорское месторождение // *Месторождения Забайкалья*. Т. 1. Кн. 1. – М.: Геоинформмарк, 1993. С. 130–133.
6. *Винокуров С.Ф.* Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // *Доклады РАН*. 1996. Т. 346. С. 792–795.
7. *Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие* / Под ред. Е.В.Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001.
8. *Онтюев Д.О.* Стадийность минералообразования и зональность месторождений Забайкалья. – М.: Недра, 1974.
9. *Тарабарко А.Н., Гунбин Г.Н.* Основные черты геологического строения месторождения Нойон-Тологой // *Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья*. – Новосибирск: СО РАН, 1996. С. 190–197.

Золотоносность Моготского рудно-россыпного узла Приамурской провинции

А.В.МЕЛЬНИКОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГИП ДВО РАН); 675000, г. Благовещенск, пер. Речной, д. 1), В.А.СТЕПАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научно-исследовательский геотехнологический центр Дальневосточного отделения Российской академии наук (НИГТЦ ДВО РАН); 683002, г. Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе, 30, а/я 56)

Приведено описание Моготского рудно-россыпного узла Приамурской провинции, в котором присутствуют россыпи золота, месторождение Уганское и рудопроявления золотокварцевой формации. Золото как в россыпях, так и на месторождении Уганское однотипное высокопробное, что свидетельствует об образовании россыпей за счет размыва золотокварцевого оруденения. Перспективы Моготского узла связываются с детальным опроискованием флангов и глубоких горизонтов рудных объектов.

Ключевые слова: золото, рудно-россыпной узел, месторождение, россыпь.

Мельников Антон Владимирович, anton_amur@mail.ru

Степанов Виталий Алексеевич, vitstepanov@yandex.ru

Gold mineralization Mogotsky ore-placer node Priamurskaya province

A.V.MELNIKOV, V.A.STEPANOV

Mogotsky ore-placer node in Priamurskaya province is described. It contains placer gold deposits and occurrences as well as Uganskoye gold-quartz formation. Gold in placers and in the Uganskoye deposit is of the same type and high-grade, indicating the formation of alluvial erosion due to gold-quartz mineralization. Prospects of Mogotsky node are associated with a detailed work in flanks and deep horizons of ore objects.

Key words: gold, ore-placer node, deposit, placer.

Моготский рудно-россыпной узел находится на восточном фланге Джелтулакской металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции. В нем сосредоточены наиболее богатые россыпи Джелтулакской зоны, а также серия небольших рудопроявлений золота. По уровню россыпной золотодобычи (131 т) это один из самых продуктивных рудно-россыпных узлов Приамурской провинции [1]. Наблюдается резкая диспропорция в добыче рудного (107 кг) и россыпного золота, свидетельствующая о слабой изученности и значительных перспективах узла на рудное золото.

Геологическое строение узла. В геолого-структурном плане узел расположен в южной части Алдано-Станового геоблока и приурочен к восточной части Дамбукинского выступа, сложенного, преимущественно, метаморфическими образованиями нижнего архея (рис. 1). Из стратифицированных образований наиболее древние и самые распространенные – гнейсы и кристаллосланцы с прослоями амфиболитов дубакитской и камрайской свит дамбукинской серии нижнего архея. Выше залегают ограниченно развитые в северо-западной части узла плагиогнейсы с прослоями кристаллосланцев и двуслюдяных гнейсов талгинской свиты нижнего архея. Небольшой блок слагают хлорит-слюдистые, гранат-графит-ставролитсодержащие сланцы желтулакской серии нижнего протерозоя. Мезозойские обра-

зования представлены терригенными породами стрелкинской и большебекельдеульской свит, слагающими приразломные впадины в юго-западной части территории. В северной части узла есть небольшая вулканическая постройка, выполненная туфами трахириолитов, риолитов, риодацитов вангинской свиты нижнего мела. В кайнозой в северо-восточной части узла формировались не крупные впадины, сложенные песками, с прослоями глин, алевроитов и галечников темнинской свиты миоцена. Аллювиальные отложения квартала развиты в долинах крупных рек.

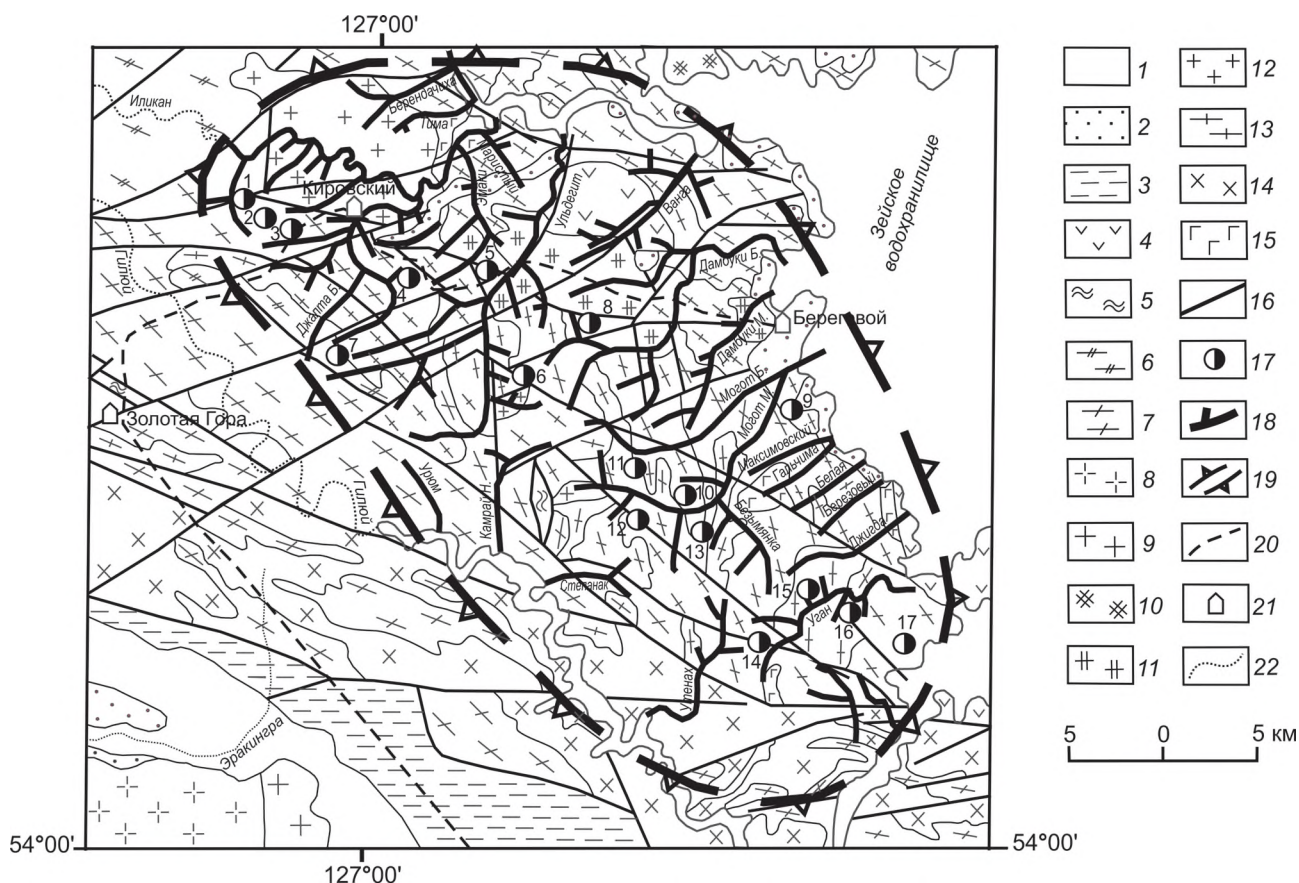
В пределах узла наиболее широко представлены докембрийские интрузивные комплексы. Самые древние – мелкие трещинные интрузии метаморфизованных габбро, норитов, анортозитов и перидотитов хорогочинского комплекса раннего архея, расположенные в юго-восточном углу узла. Затем вдоль юго-западного ограничения узла внедрялись крупные вытянутые в северо-западном направлении массивы гнейсовидных кварцевых диоритов и диоритов токсско-алгоминского комплекса. Заканчивается раннеархейский этап образованием серии пластообразных тел плагиогранитов и гнейсовидных гранитов древнестанового комплекса. В раннем протерозое формируются массивы субщелочных гранитов и гранитов позднестанового комплекса в северо-западной части узла.

Среднепалеозойский худачинский комплекс гранодиоритов и гранитов в северо-восточной части узла образует массивы почти изометричной формы.

Из мезозойских интрузий наиболее широко развиты нижнемеловые дайки пестрого состава. Кроме того, небольшая интрузия кварцевых диоритов тындинско-бакаранского комплекса средней–верхней юры отмечается на северо-восточной окраине узла. Массивы гранодиоритов верхнеамурского комплекса и гранодиорит-

хотяся за пределами узла, в юго-западном углу рассматриваемой площади.

Моготскому рудно-россыпному узлу отвечает восточная часть Дамбукинского выступа основания Алдано-Станового блока, вытянутая в северо-западном направлении и выполненная главным образом раннеархейскими метаморфическими образованиями. Выступ ограничен с юго-запада зоной Прилилюйского разлома, а с севера поперечным разломом северо-восточной суб-



порфиров бурундинского комплекса раннего мела на широтной ориентировки. Основные разрывные нару-

Рис. 1. Моготский рудно-россыпной узел, геологическое строение. По Н.Н.Петрук и др., 2001:

1 – аллювиальные галечники, пески и глины квартера; 2 – пески, прослои глин, алевроитов и галечников темнинской свиты миоцена; 3 – трахиандезиты, андезиты, их туфы бомнакской свиты нижнего мела; 4 – конгломераты, песчаники, алевролиты стрелкинской свиты и болынебекельдеульской толщи верхней юры–нижнего мела; 5 – сланцы хлорит-слюдистые, гранат-графит-ставролитсодержащие желтулакской серии нижнего протерозоя нерасчлененные; 6 – плагиогнейсы, прослои кристаллосланцев и двуслюдяных гнейсов таллинской свиты верхнего архея; 7 – гнейсы и кристаллосланцы с прослоями амфиболитов дубакитской и камрайской свит дамбукинской серии нижнего архея; 8 – гранодиорит-порфиры бурундинского комплекса нижнего мела; 9 – гранодиориты верхнеамурского комплекса нижнего мела; 10 – кварцевые диориты тындинско-бакаранского комплекса средней–верхней юры; 11 – гранодиориты, граниты худачинского комплекса среднего палеозоя; 12 – субщелочные граниты, граниты позднестанового комплекса нижнего протерозоя; 13 – плагиограниты, гнейсовидные граниты древнестанового комплекса нижнего архея; 14 – гнейсовидные кварцевые диориты, диориты токсско-алгоминского комплекса нижнего архея; 15 – метаморфизованные габбро, нориты, анортозиты, перидотиты хорогочинского комплекса нижнего архея; 16 – разломы; 17 – рудопроявления золота (1 – Сигулен, 2 – Вершинно-Горациевское, 3 – Дорожно-Горациевское, 4 – Покосное, 5 – Подгорное, 6 – Утреннее, 7 – Александровское, 8 – Таёжка, 9 – Пичугинская Гора, 10 – Ямчуковское, 11 – Большой и Малый Могот, 12 – Моготское-1, 13 – Моготское-2, 14 – Уганское, 15 – Лединское, 16 – Сахаровское, 17 – Медвежье); 18 – россыпи золота; 19 – граница Моготского узла; 20 – автодорога Зей–Береговой; 21 – населенные пункты; 22 – водотоки

шения в пределах узла расположены конформно ограничениям выступа – в северо-западном и субширотном направлениях. Кроме того, присутствуют разломы северо-восточного плана.

Моготский узел выделяется ровным слабо переменным магнитным полем от –100 до +100 нТл. На этом фоне выделяются отдельные положительные аномалии до +200 нТл, вытянутые в северо-западном направлении.

По данным интерпретации результатов донного опробования масштаба 1:200 000, Моготскому узлу отвечает аномальное геохимическое поле в ранге рудного узла. Оно слабо перспективно на выявление месторождений золотокварцевой формации (Д.Л.Вьюнов и др., 2002).

Золотое оруденение. В пределах узла известны небольшие рудопроявления золота.

Рудопроявление Сигулен расположено в бассейне р. Сигулен, правого притока р. Иликан. Вмещающие породы представлены расщепленными, окварцованными, пиритизированными и графитизированными гнейсами нижнего архея, прорванными раннеархейскими дайками пегматоидов, гранитов и аплитов (рис. 2). Оруденение представлено жилами, прожилками и линзами кварцевого и кварц-полевошпатового состава с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Протяженность жил до сотен метров, мощность обычно 0,2–1,0 м. Содержания золота крайне неравномерны – от 0,01 до 40–99 г/т. Присутствует серебро (1 г/т), медь, висмут, свинец, вольфрам, молибден (0,01–0,001%). Жилы вскрыты с поверхности, но опробованы не на полную мощность. Золотины уплощенной формы размером до 0,4 мм. Рудные минералы представлены пиритом, галенитом и сфалеритом. Оруденение отнесено к золотокварцевой формации. Прогнозные ресурсы золота рудопроявления по категории P_3 составляют 2 т, рудного поля – 15 т (Ю.С.Ляховкин, 1976; А.И.Лобов и др., 1996).

Рудопроявление Вершинно-Горациевское расположено в вершине левого борта руч. Горациевский среди биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов нижнего архея, прорванных дайками аплитов и штоками габбро и габбро-амфиболитов раннего архея (рис. 3). Канавой вскрыта минерализованная зона с содержанием золота 1,0 и 2,6 г/т в 2-х бороздовых пробах. В дальнейшем эта зона была опробована серией канав. Рудоносная зона сложена светло-зелеными каолинизированными метасоматитами кварц-(хлорит?)-серицитового состава с кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками, а также свалами горного хрусталя с вкрапленностью пирита. Содержание золота (в г/т): в зоне 0,1–0,9, в одной пробе 2,5. Среднее содержание золота на интервале 6 метров составляет 1 г/т. В штуфных пробах, отобранных из жильного кварца, содержание золота 0,02–9 г/т. Из отвалов шахты в штуфных пробах, представленных дробленной лимонитизированной серицитизированной породой, установлены содержания золота от 2 до 5 г/т. Оруденение отнесено к золотокварцевой формации (Ю.С.Ляховкин, 1976; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Дорожно-Горациевское расположено на правом склоне руч. Горациевский, вблизи автодороги Золотая Гора–Кировский (рис. 4). Оно выявлено в 1929 г. К.В.Цыбульским, изучалось в 1964 г. С.Т.Шитиным. Рудопроявление представляет собой кварцевожильную зону северо-восточного простираения среди гнейсов и амфиболитов нижнего архея. Она состоит из десятка кварцевых жил мощностью 0,5–1,3 м и большого числа мелких прожилков. Иногда они сливаются, образуя раздувы до 2,5–3 м. Длина зоны 950 м, мощность 7–10 м. Содержание золота составляет (в г/т): «следы» – 3, в отдельных штуфных пробах до 4. В 1975 г. выявлено западное продолжение одной из кварцевых жил. Спектральным анализом установлены содержания золота до 20 г/т. В кварцевых свалах содержания золота 1–3 г/т. Штуфным опробованием в 8 пробах определены более высокие содержания золота (1–20 г/т). Золото сконцентрировано в кварцевых жилах и прожилках. Преобладает мелкое золото (0,3–0,5, редко до 5–6 мм). Форма золотинок крючковатая и дендритовидная, иногда встречаются правильные октаэдри. Проба его высокая (850–950%). По данным авторов публикации, проба золота равна 989% [2]. Совместно с золотом в кварце постоянно отмечается (в %): W 0,01–0,05, Bi 0,001–0,03, Pb 0,01–0,05, Ag 0,001–0,01, реже Mo до 0,01. Оруденение жильно-прожилкового типа золотокварцевой формации (Ю.С.Ляховкин, 1976; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Покосное расположено в долине руч. Покосный, правого притока р. Малая Джалта. Оно открыто в 1964 г. Вмещающие породы – слюдястые и амфиболовые кварциты. В коренном залегании вскрыты сульфидно-кварцевые жилы, мощностью 0,5–4 м. Содержание золота (в г/т): в кварце 0,4–1,3, слюдястых кварцитах 0,4–2,0, сульфидно-кварцевых жилах 0,2–0,4, метасоматических актинолит-плаггиоклазовых породах до 0,4 (С.Т.Шитин, 1966; В.Н.Кондрашенко, 1970; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Подгорное расположено на левом борту р. Большой Ульдегит, в 1,5 км севернее пос. Стрелка. Открыто в 1929 г. К.В.Цыбульским. Здесь среди эпидотизированных роговообманковых гнейсов нижнеархейского возраста вскрыта кварцевая жила длиной 18 и мощностью 1,5–2 м, с глубиной быстро выклинивающаяся. Содержание золота в жиле колеблется от 0,6 до 1,7 г/т, в одной пробе 21 г/т. В 1957 г. Дамбукинским прииском произведена доразведка. Из 131 пробы лишь в 10 золото зафиксировано в количестве от 0,4 до 1,1 г/т. Кварц светло-серый с пиритом и арсенипиритом. Золото каркасной формы, реже пластинчатое, комковидное, октаэдрическое, размером 0,1–0,4 мм, часто в сростках с галенитом. Проба его 988%, элементы-примеси (в %): Fe 0,278, Cu 0,047, Bi 0,0043. Оруденение жильного типа золотокварцевой формации (Ю.С.Ляховкин, 1976; Н.Н.Петрук и др., 1992; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Утреннее расположено в истоках руч. Сергеевский, правого притока руч. Утренний. Выявлено в 1958 г. в головке россыпи одноименного ручья. Вмещающие породы – рассланцованные, окварцованные, хлоритизированные, диафторированные и карбонатизированные гнейсы и амфиболиты раннего архея. Оруденение представлено зоной рассланцевания и диафтореза с серией кварцевых жил мощностью от 3–5 см до 4,9 м. Простираение их северо-западное с падением на северо-восток под углом 40°. Пробирным анализом в 7 пробах установлено золото от 0,8 до 2,6–6,2 г/т. Оруденение золотокварцевой формации. Прогнозные ресурсы рудопроявления по категории P_2 составляют 0,2 т (Н.Н. Петрук и др., 1992; С.Г. Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Александр-Невское расположено в истоках р. Малая Джалта, в 30 км от пос. Береговой. Открыто в 1929 г. старателями при отработке россыпи р. Малая Джалта. Район рудопроявления сложен гнейсами и амфиболитами. Золотоносные кварцевые жилы мощностью 0,4–2 м залегают в гнейсах. Кварц содержит вкрапленность пирита. В бороздовых пробах

содержание золота меняется от следов до 0,93 г/т. Оруденение золотокварцевой формации (С.Г. Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Таёжка расположено на право- и левобережье руч. Таёжка, левого притока р. Большие Дамбуки. Открыто в 1964–1965 гг. (С.Т. Шитин, 1966). Среди диафторированных гнейсов и кварцитов джигдалинской свиты вскрыты 2 зоны дробления и рассланцевания с линзами кварца. Мощность зоны 1 меняется от 7 до 30 м, протяженность – 1300 м. Выделена часть зоны мощностью 2 и длиной 75 м со средним содержанием золота 3 г/т. Максимальные содержания золота в ней 7,8 и 12 г/т на мощность 0,05 и 0,1 м. Зона 2 приурочена к лежащему боку линзы кварцитов. Мощность ее 1 м, протяженность менее 40 м. Золото установлено в 2-х пробах (44,2 и 59,4 г/т). Форма золотин крючковатая, октаэдрическая, дендритовидная. Проба золота 910,7‰. Сульфиды представлены пиритом и арсенопиритом. Оруденение золотокварцевой формации. Ресурсы золота P_2 составляют 0,35 т золота (С.Г. Агафоненко и др., 2008).

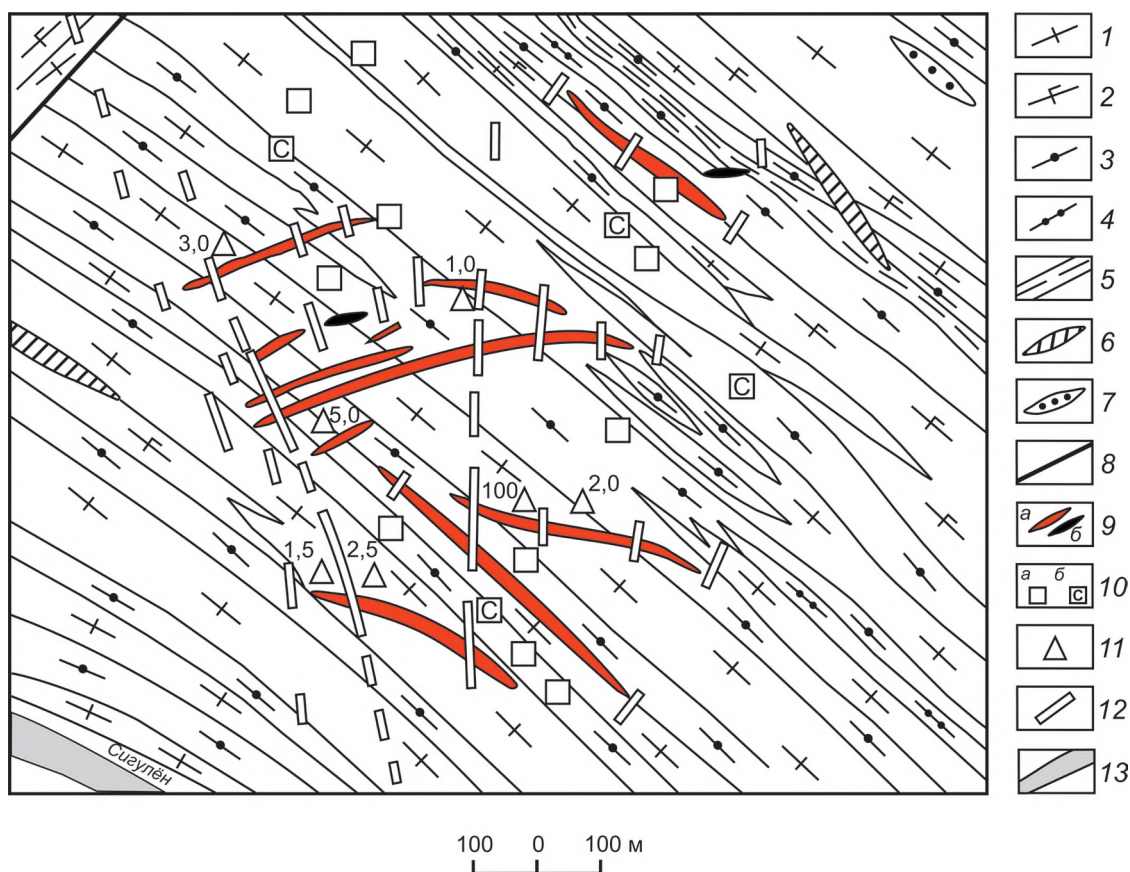


Рис. 2. Рудопроявление золота Сигулда:

1 – биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы темно-серого и темно-коричневого «ржавого» цветов; 2 – светлые мелкозернистые гнейсы; 3 – плотные амфиболиты темно-серого и черного цветов; 4 – амфиболиты зеленого и темно-зеленого цветов; 5 – кристаллические сланцы; дайки: 6 – пегматоидов и мелкозернистых гранитов и 7 – аплитов светло-серого цвета; 8 – тектонические нарушения (сбросы); 9 – вкрапленность галенита и сфалерита (а), графитизация пород (б); 10 – кварцевые жилы, жильно-прожилковые зоны (а), кварц-полевошпатовые жилы (б); 11 – борзодовые пробы с содержанием золота (в г/т); 12 – каналы; 13 – россыпь золота

Рудопроявление Пичугинская Гора расположено на водоразделе р. Большой Могот и руч. Максимовский. Оно приурочено к зонам разрывных нарушений северо-западного и субмеридионального простираний, вдоль которых вмещающие гнейсы раннеархейского возраста превращены в хлорит-кварц-серицитовые сланцы. Золото выявлено в сланцах и кварцевых жилах. Наиболее золотоносная зона 2 мощностью 1–4 м прослежена канавами на 140 м. В центральной части зоны вскрыта кварцевая жила мощностью 0,1–0,5 м, протяженностью 110 м. Жила сложена серым, мелкозернистым кварцем с редкой вкрапленностью халькопирита. Содержание золота в борздовых пробах из кварцевой жилы не более 1 г/т, в одной пробе из тектонических сланцев достигает 13 г/т. Оруденение отнесено к золотокварцевой формации. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 оцениваются в 0,16 т (Н.Н.Петрук и др., 1992; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Ямчуковское расположено на правом берегу руч. Ямчуковский, левого притока р. Большой Могот (рис. 5). Открыто в 1957 г. Золотая мине-

рализация приурочена к зонам рассланцевания, бластомилонитизации и диафтореза, рассекающим гнейсы средней подсвиты джигдалинской свиты и граниты древнестанового комплекса. Установлено пять рудных зон с промышленными содержаниями золота. Наиболее изученная зона Рудная представлена темно-зелеными серицит-хлоритовыми сланцами с гнездами и желваками мелкозернистого кварца с сидеритом. Зона прослежена по простиранию на 600 м при мощности от 0,5 до 20 м. В юго-восточной ее части выявлена линза длиной 103 м и мощностью от 0,2 до 6,4 м, сложенная «сахаровидным» кварцем, содержащим небольшие жёоды с почковидным натечным кварцем, к которому приурочены скопления видимого золота. В кварце отмечается вкрапленность до 5% пирита, халькопирита, гематита, налеты лимонита, малахита и азурита и редкие крупные гнезда сидерита. Золото мелкое (0,05–1,5 мм), неправильной крючковатой, дендритовидной и октаэдрической формы. Содержание золота в жиле достигает 479,4 г/т. Среднее содержание 30,8 г/т при средней мощности жилы 2,7 м. По падению жила

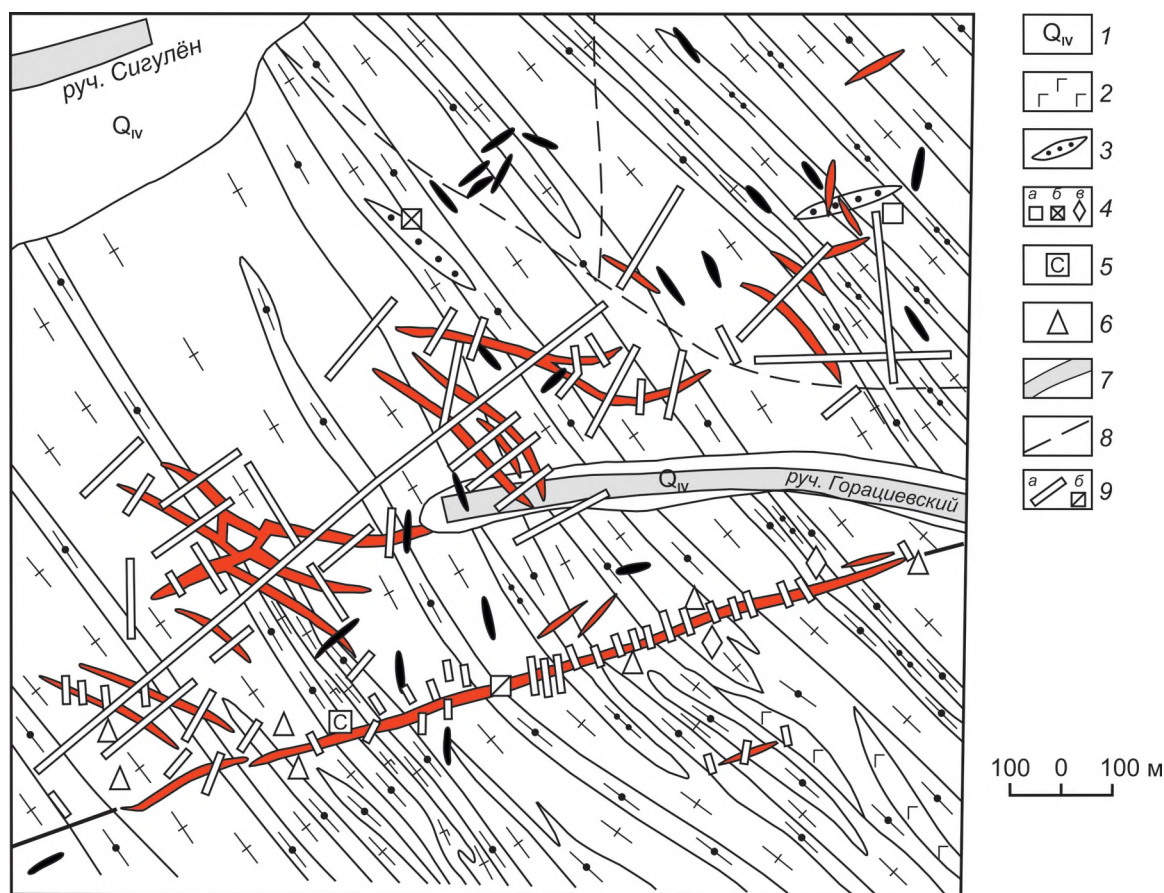


Рис. 3. Рудопроявление золота Вершинно-Горациевское:

1 – современные аллювиальные отложения (песок, галечник, валунники, гравий); 2 – габбро-амфиболиты, габбро амфиболитизированные, нередко гранатсодержащие, габбро-нориты; 3 – дайки аплитов светло-серого цвета; 4 – вкрапленность галенита и сфалерита (а), свалы горного хрусталя с вкрапленностью пирита (б), вкрапленность пирита и халькопирита (в); 5 – графитизация пород; б – штучные пробы с «видимым» золотом; 7 – россыпи золота; 8 – автодорога Кировский–Сигулён; 9 – горные выработки: а – канавы, б – рудные шурфы, шахты; см. услов. обозн. к рис. 2

прослежена горными выработками до глубины 135 м. Мощность жилы с глубиной уменьшается до 0,5–1,5 м с падением среднего содержания до 1,5 г/т на мощность 1,02 м. Сопутствующие элементы представлены: Cu 0,02–0,2%, Ag 1 г/т (Н.Ф.Левыкин и др., 1962). Остальные рудоносные зоны находятся в непосредственной близости от Рудной и имеют сходный с ней состав. Содержание золота в отдельных пробах достигает 11,2 г/т. Оруденение золотокварцевой формации. Прогнозные ресурсы рудопроявления категории P_2 составляют 6,46 т (Ю.Г.Пискунов и др., 1991; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопроявление Могот расположено на водоразделе рек Большой и Малый Могот. Открыто в 1960–1962 гг. Рудоносными служат зоны интенсивного расланцевания, а также окварцованные и сульфидизированные гнейсы и амфиболиты. Рудные тела представлены кварцево-сульфидными жилами. Мощность их 0,2–1 м. Вещественный состав руд – кварц, пирит, халькопирит, пирротин, золото. Содержание золота от 0,5 до 12,5 г/т. Оруденение золотосульфидно-кварцевой формации (Л.В.Эйриш, 1992).

Рудопроявление Моготское-1 расположено на правом берегу р. Большой Могот. Открыто в 1959 г. (Э.В.Петросян, 1960). Вмещающие породы – биотитовые, часто графитсодержащие гнейсы, прорванные дайками лейкократовых гранитов, гранодиоритов и порфиритов. Оруденение представлено зонами окварцевания и крем-

нещелочного метасоматоза вдоль даек лейкократовых гранитов. Содержание Au до 2 г/т, Bi до 0,1 и Mo до 1%. Рудные минералы – висмутин, молибденит, галенит, самородное золото (Л.В.Эйриш, 1992).

Рудопроявление Моготское-2 расположено на водоразделе р. Большой Могот и руч. Ямчуковский. Вмещающие породы – окварцованные, сульфидизированные и диафторированные гнейсы, прорванные дайками габброидов. Оруденение представлено зонами диафторитов с кварцевыми и сульфидными рудными телами. Протяженность зон 250 м, мощность 2 м. Содержание Au 0,2–7,2 г/т, Cu 1, Ni и Bi 0,01, а Pb 0,001%. Рудные минералы – пирит, пирротин, халькопирит, молибденит. Оруденение золотосульфидно-кварцевой формации (Л.В.Эйриш, 1992).

Рудопроявление Уганское расположено в приустьевой части руч. Васильевский, левого притока р. Уган. Открыто в 1885 г. А.Н.Хренниковым при отработке золотоносной россыпи р. Уган. В районе рудопроявления развиты гнейсы и амфиболиты раннеархейского возраста, содержащие кварцевые жилы в утесах, берегах ручья и в забое шурфов. В 1896 г. старателями была начата отработка золотоносной кварцевой жилы, мощностью 2,5 м. Пройдена шахта глубиной 12,5 м и группа рудных шурфов. Добыча золота производилась в 1896–1900 гг., добыто 107 кг. Содержание золота в руде достигало 100 г/т.

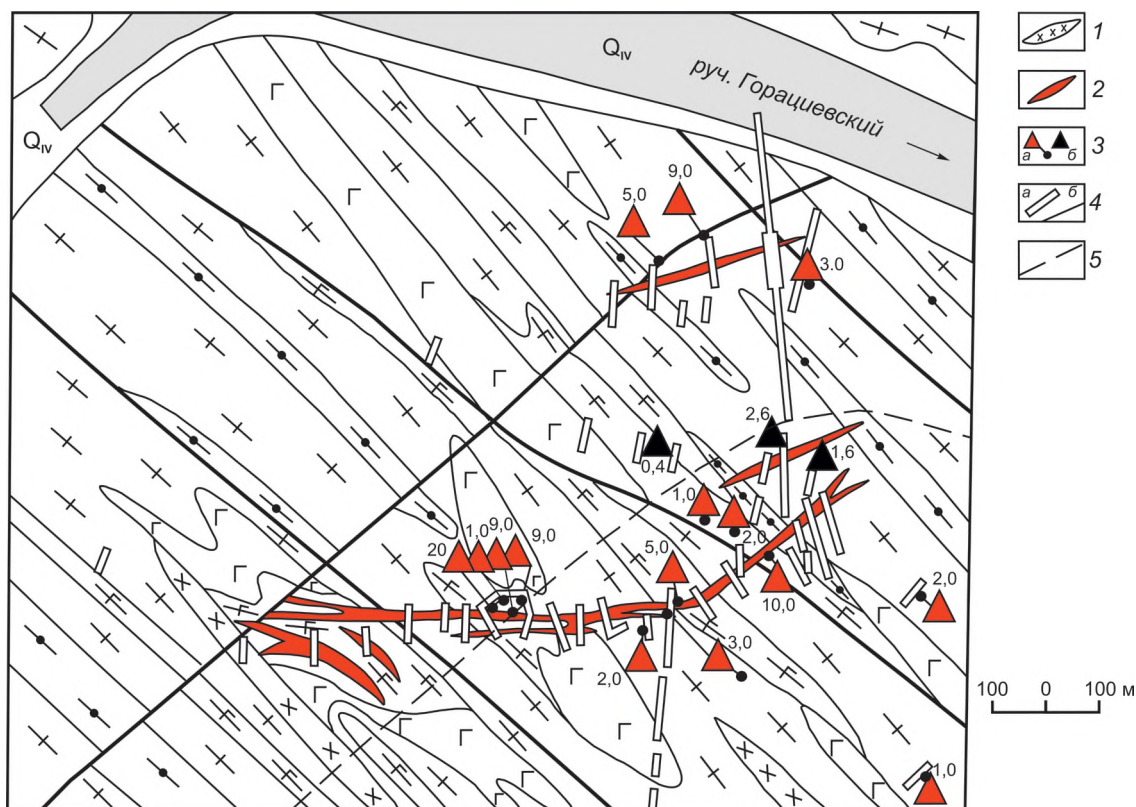


Рис. 4. Рудопроявление золота Дорожно-Горациевское:

1 – метасоматические кварциты биотит-мусковитовые, мусковитовые, биотит-амфиболовые; 2 – кварцевые жилы, окварцованные породы, жильно-прожилковые зоны; 3 – борзовые пробы с содержанием золота в г/т (а), штуфные пробы с содержанием золота в г/т (б); 4 – каналы (а), россыпи золота (б); 5 – автодорога Зея–Береговой; см. услов. обозн. к рисункам 2 и 3

Оруденение золотокварцевой формации. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 составляют 30 т, при прогнозируемом среднем содержании 10 г/т (О.И.Мельникова, 1989; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопоявление Лединское расположено в вершине левого истока руч. Лединский, левого притока р. Уган. Вмещающие породы – в различной степени рассланцованные гранито-гнейсы. Канавками вскрыта зона интенсивно рассланцованных хлорит-серицитовых пород, пронизанных серией мелких кварцевых и кварц-карбонатных прожилков и гнезд; простирание зоны 20–30°, мощность 25 м. В штучных пробах из сульфидизированного кварца содержание золота достигает 3,5–15,0 г/т. Вещественный состав руд – кварц, кальцит, пирит, галенит, золото (Н.Ф.Левыкин и др., 1962; С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопоявление Сахаровское расположено на водоразделе р. Уган и ее правого притока руч. Сахаровский. Среди ультраосновных пород вскрыта кварцевая жила мощностью 0,2–0,55 м. Жила прослежена по простиранию на 40 м. Кварц стекловатый с редкой вкраплен-

ностью халькопирита и полевого шпата. В лежащем боку жилы кварц содержит обильную вкрапленность халькопирита. Содержание золота по пробирным анализам 0,2–1,4 г/т. Рудные минералы – пирит, халькопирит, золото. Оруденение золотокварцевой формации (С.Г.Агафоненко и др., 2008).

Рудопоявление Медвежье расположено в долине руч. Медвежий на борту Зейского водохранилища. Вмещающие породы представлены раннеархейскими гранитоидами. Оруденение составляет серия сближенных линзовидных кварцевых, сульфидно-кварцевых жил и прожилков мощностью до 2 и длиной до 200 м. Содержание Au 1–5 и Ag до 30 г/т, а Cu 1, Zn 0,01 и W до 0,02%. Рудные минералы – пирит, халькопирит, малахит, лимонит (сульфидов до 10%); нерудные – кварц. Оруденение принадлежит золотосульфидно-кварцевой формации (Б.Л.Годзевич, 1986; Л.В.Эйриш, 1992).

Таким образом, большинство рудопоявлений Моготского узла представлено кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами золотокварцевой формации. Золото в них мелкое, проба высокая (850–989‰). Из Уган-

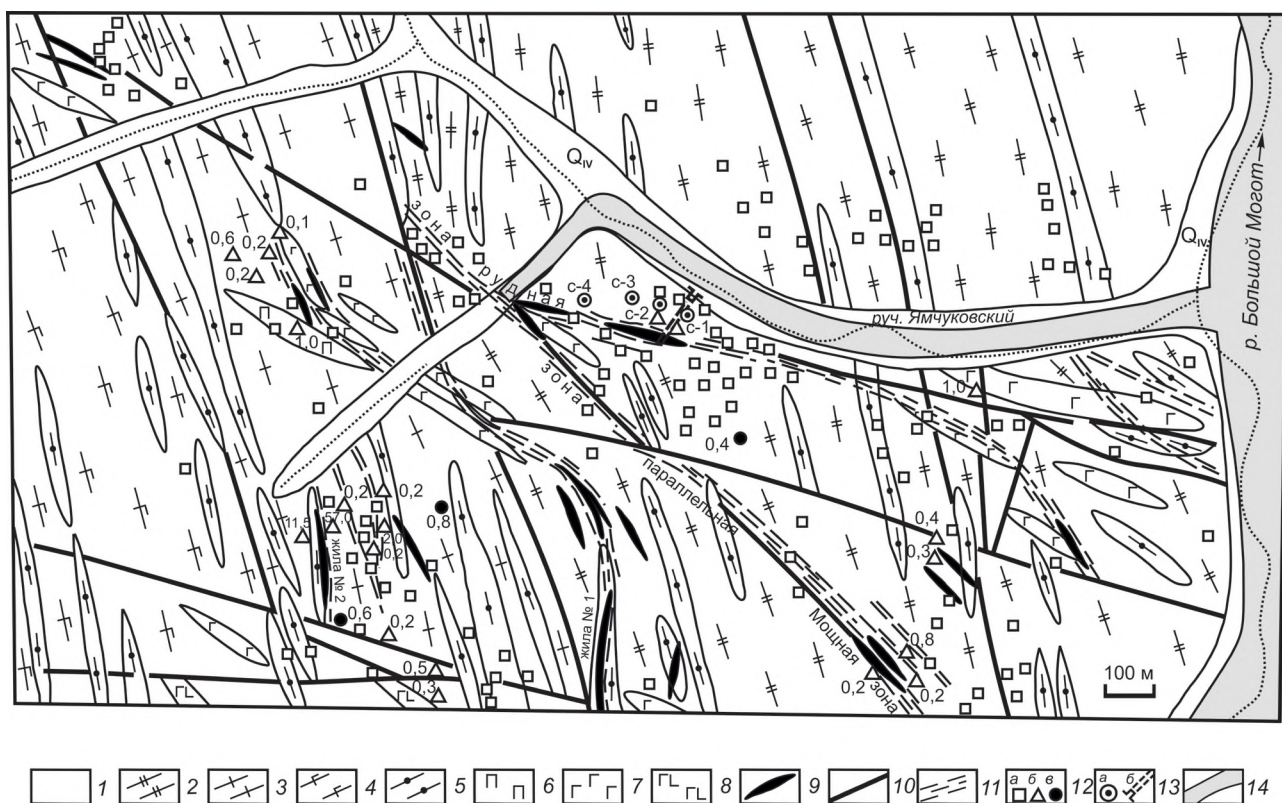


Рис. 5. Рудопоявление золота Ямчуковское:

1 – современные аллювиальные отложения, Q_{IV} ; 2 – биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, мигматиты, гранито-гнейсы; 3 – графит-гранат-биотитовые гнейсы; 4 – мигматиты, плагиогранито-гнейсы; 5 – амфиболиты, габбро-амфиболиты; 6 – перидотиты, пироксениты, горнблендиты; 7 – диабазы, порфириды; 8 – габбро-диабазы, габбро; 9 – кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы; 10 – разломы; 11 – зоны рассланцевания и сульфидизации; 12 – пробы: а – шликерные из делювия с золотом, б – штучные с содержанием золота в г/т и в – металлотрические с содержанием золота в г/т; 13 – горные выработки; а – скважины, б – штольня; 14 – россыпь золота

ского рудопроявления добыто около 107 кг золота. Гораздо меньшая часть рудопоявлений, расположенных в юго-восточной части узла, отнесена к золотосульфидно-кварцевой формации (Моготское-1, Моготское-2, Сахаровское и Медвежье). Кроме золота они содержат высокие (до 1% и более) количества меди и молибдена.

Россыпи золота. Всего из россыпей узла добыто около 131 т золота. Это самый богатый россыпной узел в Джалтинской металлогенической зоне и второй по продуктивности россыпей после Соловьевского узла Приамурской провинции, из россыпей которого добыто около 200 т золота. Наиболее крупными являются следующие мелкозалегающие россыпи Моготского узла: Джалон (добыто 19 т золота), Горациевский (13,1 т), Большой Ульдегит (8,4 т), Большой Могот (6,1 т), Большие Дамбуки (5,7 т), Малый Могот (4,8 т), Безымянка (4,8 т), а также погребенные россыпи «Ясная Поляна» (1,9 т), «Пичугинская Гора» (0,7 т). Золото в россыпях преимущественно мелкое, реже средней крупности, иногда крупное. Самородки встречаются редко, масса их обычно 5–10 г, максимальная – 200 г (россыпь руч. Горациевский). Преобладающая форма золотин пластинчатая, чешуйчатая и лепешковидная, реже комковидная, дендритовидная и других форм. Средняя проба в россыпях колеблется от 800 до 991‰, но наиболее распространенная находится в интервале 900–950‰ (рис. 6).

Закономерности размещения золотого оруденения и россыпей. Россыпи золота довольно равномерно распределены по площади узла, свидетельствуя о примерно одинаковом уровне его эрозионного среза. Большинство из них приурочено к долинам рек и ручьев, ориентированных вдоль разрывных нарушений северо-восточного направления. Наблюдается определенная зональность. Наиболее богатые россыпи находятся в северо-западной части узла (Джалон, Горациевский, Большой Ульдегит), по направлению к юго-востоку продуктивность россыпей заметно снижается.

Источником золота служат многочисленные рудопоявления и точки минерализации золото-кварцевой формации, типоморфные особенности золота которых (небольшие размеры золотин и высокая проба) отвечают золоту большинства россыпей. Высокая проба золота по аналогии с районами Центральной Колымы указывает на то, что в пределах узла преобладает оруденение фронтальной части рудной колонны золото-кварцевой формации [3], представленное разрозненными кварцевыми жилами и зонами прожилкования, благоприятными для россыпеобразования.

Кроме того, часть золота могла поступать из широко развитых в пределах узла проявлений золотоносных медно-никелевых руд. Золото в этих рудах преимущественно высокопробное – 900–950‰ [4]. Можно предположить, что тенденция уменьшения продуктивности россыпей в юго-восточном направлении связана с тем, что в юго-восточной части узла преобладают рудопоявления золотосульфидно-кварцевой формации, россыпной

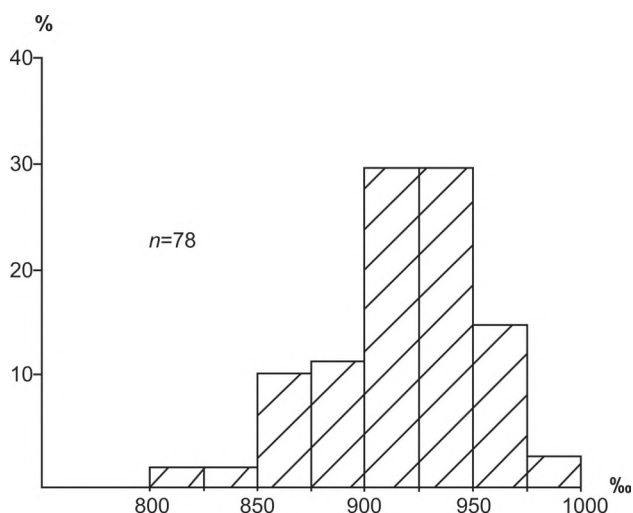


Рис. 6. Гистограмма пробы россыпного золота Моготского узла

потенциал которой меньше, чем золото-кварцевой.

В заключение следует отметить, что в Моготском узле наблюдается резкая диспропорция в добыче рудного (107 кг) и россыпного (131 т) золота, свидетельствующая о значительных перспективах узла на рудное золото. Здесь, по-видимому, выявление золоторудных большеобъемных месторождений золото-кварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций с рудными телами типа минерализованных зон или линейных штокверков. Поисково-оценочные работы в первую очередь предлагается провести на рудопоявлениях Ямчуковское, Уганское и Сигулен. Весьма перспективным на поиски золотого оруденения представляется водораздел ручьев Джалон, Горациевский и Сигулен. Из россыпей этих ручьев добыто в общей сложности более 35 т золота.

Россыпной потенциал Моготского узла до конца не исчерпан. Весьма перспективна для дражной отработки прибрежная часть Зейского водохранилища, куда продолжают многочисленные аллювиальные россыпи. Кроме того, отвалы наиболее крупных россыпей перспективны на поиски техногенных россыпей золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников А.В., Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Металлогенические зоны центральной части Приамурской золотоносной провинции // ДАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 188–192.
2. Степанов В.А. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 2. Золото и ртуть Приамурской провинции. – Владивосток: Дальнаука, 2000.
3. Степанов В.А. Зональность золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы. – Владивосток: Дальнаука, 2001.
4. Степанов В.А., Мельников А.В. Никеленосность Верхнего Приамурья. – Владивосток: Дальнаука, 2010.

Минералогия месторождений благородных корундов мира

Н.Г.БАРНОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие «Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов» (ФГУП «ИМГРЭ»); 121357, г. Москва, ул. Вересаева, д. 15), Е.П.МЕЛЬНИКОВ (Национальный Исследовательский Технологический Университет НИТУ МИСиС; 119991, г. Москва, Ленинский проспект, д. 6), М.А.ВИКТОРОВ (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова; 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1)

Выделено в мире 15 минерагенических подразделений (провинций, поясов, районов) рассматриваемого полезного ископаемого, дано их систематическое описание по единому геолого-генетическому принципу. Введены понятия моногенетических и полигенетических месторождений, провинций и поясов. Даны конкретные примеры объектов различного генезиса, определены их геологическая позиция и возраст, обуславливающие структуру, состав, свойства, качественные особенности и ценность ювелирного сырья.

Ключевые слова: рубиноносный мрамор, продуктивная зона, рубин, сапфир, пегматит, залежи корунда, метасоматоз, типоморфизм.

Барнов Николай Георгиевич, barnov@inbox.ru

Мельников Евгений Павлович, ud@msmu.ru

Викторов Максим Александрович, victorov@geol.msu.ru

Mineralogy of noble corundum fields of the world

N.G.BARNOV, E.P.MELNIKOV, M.A.VIKTOROV

15 mineragenetic subdivisions were identified around the world in development of the proposed genetic classification of corundum deposits. In this article, systematic description of gem corundum deposits by a uniform geological and genetic principle is given. The examples of the deposits of various genesis are given, their geological age and position causing corundum structure, chemical composition, properties, quality and value are determined.

Key words: ruby-rich marble, productive zone, ruby, sapphire, pegmatite, corundum deposits, metasomatism, typomorphism.

Рубиновая и сапфировая минерализации широко распространены в мире. Они обнаружены на всех континентах кроме Антарктиды, вероятно по причине ее слабой геологической изученности из-за мощной толщи покровных ледников. Рубины и сапфиры зафиксированы в 50 странах, но большинство находок имеет лишь историческое или минералогическое значение. Поэтому, когда речь идет о промышленных скоплениях благородных корундов, то перечень стран и регионов сокращается обычно в 4–5 раз.

Обоснование и выделение основных таксономических понятий в минерагении связано с именем Е.Т.Шаталова (1963). Существенный вклад в развитие металлогенических понятий и терминов внесли российские академики В.И.Смирнов (1969) и Д.В.Рундквист (1976). В соответствии с их взглядами целесообразно выделение в качестве наиболее крупных металлогенических объектов провинций, по форме близких к изометричным, и поясов, отличающихся отчетливой линейной ориентировкой. В геологическом отношении они соответствуют надпорядковым геологическим структурам – платформам и складчатым поясам или занимают значительную их часть, по площади составляющую сотни тысяч–первые миллионы квадратных километров.

Следующими нижестоящими в таксономической иерархии выступают обычно металлогенические (минерагенические) районы (изометричные объекты) и зоны (линейно вытянутые объекты), как правило, имеющие площадь от первых тысяч до десятков тысяч квадратных километров. Их геологические эквиваленты – структуры первого порядка. Промежуточные между провинциями и районами по площади и по значению – субпровинции и области – являются дискуссионными, не всегда выделяются, охватывают территорию ряда структур первого порядка или площадь развития одновозрастного и однотипного магматизма или метаморфизма, исчисляемую десятками тысяч–первыми сотнями тысяч квадратных километров. В последнее время все большее признание в выделении и объяснении специфики металлогенических объектов находит принцип глубинной обусловленности скоплений конкретной минерализации на определенной территории в результате взаимодействия геосфер (Е.В.Плющев, 1993).

На основе изложенных принципов в мире выделены следующие благороднокорундовые минерагенические единицы (с востока на запад):

Пояса локализации благородных корундов:
Восточно-Австралийский (Австралия),

Дальневосточный (Россия),
Восточно-Китайский (Китай),
Уральский (Россия),
Восточно-Африканский (Танзания, Кения, Малави, Зимбабве, Конго, Руанда, Замбия, ЮАР, Мозамбик, Мадагаскар),
Восточно-Бразильский (Бразилия).
Провинции с сапфир-рубиновой минерализацией:
Индокитайская (Китай, Вьетнам, Лаос, Камбоджа, Таиланд),
Южно-Азиатская (Мьянма, Индия, Шри-Ланка, Непал, Пакистан, Афганистан, Таджикистан),
Карело-Кольская (Россия).
Районы распространения благородных корундов:
Нигерийский (Нигерия),
Колумбийский (Колумбия),
Северо-Американские (США, штат Северная Каролина и Монтана).

Приведем характеристику 15 минерагенических территорий различных масштабов и значимости.

Восточно-Австралийский преимущественно сапфиноносный пояс (Австралия) связан с крупной вулканической структурой мезозойско-кайнозойского возраста, протягивающейся с севера на юг на 4 тыс. км. По данным Г.Брауна (2002) к наиболее важным действующим в настоящее время объектам добычи относятся месторождение Субера в районе Анаки штата Квинсленд, где добывается синий, зональный с сочетанием желтого цвета с зеленым или синим и в меньших количествах желтый и оранжевый сапфир, а также месторождение Кингс-Плейнс в штате Новый Южный Уэльс, где добываются в основном темно-синие и зеленые сапфиры.

По материалам того же автора, на Сиднейском побережье к северу от Нью-Касла разрабатываются аллювиальные россыпи, содержащие метаморфический рубин красного и пурпурного цветов и вулканический сапфир синего и зеленого цветов. Таким образом, основная масса благородных корундов Восточно-Австралийского пояса представлена сапфирами магматического происхождения и меньшая часть – рубинами метаморфического генезиса. Возраст коренных источников благородных корундов – щелочных базальтов и кварцито-песчаников – палеоген-неогеновый. Песчано-гравийные аллювиальные отложения и элювиальные коры выветривания базальтов и песчаников, откуда и ведется добыча сапфиров и рубинов, неоген-четвертичного возраста. Австралия занимает первое место в мире по добыче сапфира, поставляя на мировой рынок более 70% данной разновидности благородного корунда.

Дальневосточный сапфиноносный пояс (Россия) расположен на востоке Российской Федерации и включает три сапфиноносные зоны: Приморскую, Камчатскую и Охотско-Чукотскую. Приморская и Охотско-Чукотская зоны приурочены к области мезозойской складчатости, а Камчатская – к кайнозойской. По данным К.К.Атабаева, А.А.Зюзина и Р.В.Коваленко в дан-

ном поясе известно более 30 проявлений благородно-корундовой минерализации, из которых 20 находятся в Приморской, 7 – Охотско-Чукотской и 3 – Камчатской зонах.

В пределах Дальневосточного пояса выявлены все основные генетические типы сапфиров – магматический (Вострицовское, Мареевское, Олонское и другие проявления в Приморской зоне, Эрчинское – в Охотско-Чукотской зоне), метасоматический (Канхойское, Петровское, Первомайское проявления в Приморской зоне, Гыленвеевское в Камчатской, Корундовое и другие – в Охотско-Чукотской зоне) и метаморфический (проявления Кольское и Вершинка на Камчатке). Что касается наиболее изученного и перспективного проявления сапфиров Незаметное в Красноармейском районе Приморского края, то его генезис является дискуссионным. Одни исследователи (А.С.Ананьева и др., 1998) связывают формирование сапфиров с щелочными базальтами, а в последние годы высказывается точка зрения о их пегматитовом и метасоматическом происхождении на основании изучения состава минеральных включений в сапфирах (Э.Г.Одариченко, М.Н.Манина, 2002). Часто окраска носит зональный или пятнистый характер. Весьма характерны для сапфиров эффект астеризма и «шелковистость», вызванные наличием игольчатых включений рутила.

Геологический возраст коренной сапфировой минерализации неогеновый (плиоценовый), а россыпной аллювиальной и техногенной – плейстоценовый и современный. На объектах Дальневосточного пояса ведется лишь эпизодическая добыча сапфира попутно с промывкой золота мелкими старательными артелями.

Восточно-Китайский сапфиноносный пояс (Китай) охватывает восточную часть Китайско-Корейской платформы и протягивается в пределах нижнепалеозойской складчатости, активизированной в мезо-кайнозое. Коренными источниками сапфиров служат кайнозойские щелочные базальты (Е.Я.Киевленко, 2001), за счет которых сформировались современные аллювиальные россыпи (Мингкси в провинции Фуцзянь, Чангли в провинции Шаньдун и др.).

Сапфиры желтого, зеленого и синего цветов встречаются совместно с оливином, пироксенами, цирконом, пиропом и черной шпинелью и очень похожи на австралийские. Роль рассматриваемого пояса в добыче сапфиров различной окраски невелика.

Индокитайская рубин-сапфиноносная провинция (Китай, Вьетнам, Лаос, Камбоджа, Таиланд) занимает восточную часть Индокитайского полуострова, располагаясь в областях верхнепалеозойской и мезозойской складчатости, подвергшейся тектономагматической активизации мезо-кайнозойского возраста. Представлена месторождениями магматического сапфира Бо Флой в районе Канчанабури и Бо Рай, Бо Ван в районе Чангхабури Трат Таиланда, Пайлин, Бо Кео в соседней Камбодже, Бан Хай Сай и Хуэсай в Лаосе, Пенглай на

о. Хайнань и Юань Джанг в провинции Юннань в Китае и месторождениями метаморфогенного рубина Лук Ен во Вьетнаме и в провинции Кинг Хай Китая, локализующимися в скарнированных мраморах. Корундоносные районы расположены в краевой части Индосинийского докембрийского срединного массива и примыкающей к нему Бирмано-Малайской складчатой области (Е.Я.Киевленко, 2001). Коренные источники сапфиров провинции – кайнозойские щелочные базальты, а рубинов – скарнированные известняки нижнего кембрия. Добыча благородных корундов ведется из четвертичных аллювиальных и элювиальных россыпей. Сапфиры в основном темно-синие, реже голубые, зеленые и желтые, а рубины – красные со слабой «игрой» камня, иногда встречаются индивиды высокого качества пурпурно-красного цвета. Примерно 70% современной мировой добычи рубинов производится на месторождениях Бо-Рай и Бо-Ваен в Таиланде.

Южно-Азиатская сапфир-рубиноносная провинция (Мьянма, Индия, Шри-Ланка, Непал, Пакистан, Афганистан, Таджикистан) является самой известной в мире благодаря обилию самоцветов, в том числе и благородных корундов на территории Индии, Шри-Ланки и Мьянмы, откуда они поступали на мировой рынок в течение последних 2–3 тысячелетий, а также из-за высочайшего, эталонного качества сапфиров индийского Кашмира и рубинов Мьянмы. Она охватывает обширную площадь (450 тыс. км²) на юге евразийского материка и располагается в области альпийской позднемезозойско-кайнозойской складчатости и активизированных в нижнем палеозое и в более позднее время частях древних платформ – Индостанской и Памирского срединного массива.

Для рассматриваемой провинции характерны следующие особенности:

широкое проявление рубин-сапфировой минерализации на значительной площади, включающей 7 южно-азиатских стран; древний протерозойский (установленный или предположительный) возраст субстрата коренной минерализации благородных корундов, представленный мраморами, гнейсами, кондалитами, чарнокитами, кристаллическими сланцами со ставролитом, кинитом, родонитом, цоизитом, свидетельствующими не только о высоких (750–1000°C) температурах, но и о повышенных (7–12 кбар) давлениях минералообразования. Для рубинов и сапфиров Шри-Ланки допускается архейский возраст в формировании прозрачных, ярко окрашенных кристаллов корундов, не только широко проявленные процессы высокотемпературного метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, но и сопровождающие метаморфизм, генетически тесно связанные с ним, явления регионального метасоматоза скарнового, грейзенового и иного типа, также распространенные на значительных площадях в зонах и ореолах локализации тектонических напряжений. В связи с этим целесообразно понимать и именовать подобные

рубин-сапфиросные провинции полигенетическими метасоматически-метаморфогенными, в отличие от типичных магматических и локальных метасоматических месторождений, объединяющихся в моногенетические провинции. В отличие от других благородно-корундовых провинций месторождения Южно-Азиатской провинции часто не сопровождаются связанными с ними россыпями. И рубины, и сапфиры добываются непосредственно из коренных пород (мраморов кристаллических сланцев, гнейсов и слюдит-плаггиоклазитов) – Таджикистан, Афганистан, Пакистан, Непал. В Индии эксплуатируются коренные и россыпные объекты, а в Мьянме и Шри-Ланка – главным образом россыпи.

Особенности окраски рубинов и сапфиров данной провинции показали Е.П.Мельников, А.В.Васильев, М.А.Викторов (2002). Здесь только подчеркнем отмечаемое многими исследователями сходство в окраске и других свойствах сапфиров Мьянмы (район Могоу) и Шри-Ланка, а также наличие пурпурно-красных рубинов (типа «голубиная кровь») и рубинов с фиолетово-синим оттенком или участками и зонами такой окраски на месторождениях Таджикистана, Афганистана, Непала и Мьянмы.

Уральский сапфир-рубиноносный пояс (Россия) занимает крайнее западное положение в обширной области верхнепалеозойской складчатости, разделяющей Русскую и Сибирскую платформы, и размещается в пределах Уральской складчатой структуры, граничащей с восточным краем Русской (Восточно-Европейской) платформы. Сапфировая и рубиновая минерализации зафиксированы в гипербазитовом массиве Рай-Из на Полярном Урале, Мурзинско-Адуйском и Сысертском гнейсо-мигматитовых комплексах Среднего Урала, Ильменогорском, Кочкарском и Джабык-Карагайском комплексах Южного Урала. Общая протяженность благородно-корундовой минерализации на Урале составляет порядка 1500 км с севера на юг. Аллохтонный дунит-гарцбургитовый массив расположен севернее Полярного круга, имеет серповидные очертания, со всех сторон ограничен разломами, имеет площадь около 380 км² (А.Б.Дергунов и др., 1975) и фиксирует структурную зону Главного Уральского глубинного разлома. По данным В.А.Душина, В.И.Кузнецова и других исследователей проявления и мелкие месторождения рубина и сапфира сосредоточены в южной и юго-западной частях массива Рай-Из и связаны с широко распространенными здесь жилами актинолит-флогопит-плаггиоклазитовых метасоматитов. Наиболее известные из них – месторождение Рубиновое, проявления – Енгаю-I, II, III, Сапфировое, Западное, Кузь-Ты и др., территориально ассоциирующиеся с участками развития хромитовой минерализации в ультраосновном массиве. На наиболее изученном месторождении коллекционного корунда Рубиновое (Макар-Рузь) кристаллы имеют бочонковидный и таблитчатый облик, размеры по длинной оси до 10, а в поперечнике до 3 см. Окраска корунда

интенсивная темно-вишневая разных оттенков, малиново-розовая, розовая. Бездефектные участки кристаллов не превышают 5 мм в поперечнике, обладают блочной отдельностью по пинакоиду, в связи с чем их использование для огранки ограничено, но в то же время они представляют великолепный коллекционный и музейный материал, находящийся во многих известных хранилищах мира. Ярко окрашенные кристаллы корунда локализуются обычно во флогопитовой и флогопит-плаггиоклазитовой зонах метасоматической колонки и содержат многочисленные минеральные включения хромшпинелидов, плаггиоклазов и слюды. Корунды с середины 1960-х гг. и до настоящего времени практически бесконтрольно добываются из коренной жилы метасоматитов, элювиально-делювиальных развалов вблизи нее и из пролювиального конуса выноса руч. Рубиновый в р. Макар-Рузь. В 1995 г. начата промышленная переработка хромитового месторождения Центральное в контур освоения, которого попадает и месторождение красного корунда Рубиновое. Упомянутые авторы сообщают также, что по неофициальным данным, за период 1975–1995 гг. любителями камня добыто на месторождении свыше 500 кг красного корунда. Имеются устные сведения о находках в отложениях конуса выноса ювелирных корундов, значительных по размерам и высокого качества, массой 120 карат (1989) и порядка 80 карат (1992). Наиболее вероятный возраст коренной минерализации – верхнепалеозойский. Добыча сырья производится из коренных образований и сопровождающих их делювиально-пролювиальных отложений. На Среднем Урале рубины и сапфиры эпизодически добывались старателями начиная с XVIII в. по протокам рек Нейва и Реж в западной части Мурзинско-Адуйского гнейсо-мигматитового комплекса в логах Вербанный, Положиха, Черемшанка, Кузнечный и Корнилов. Коренными источниками россыпей служила акцессорная корундовая минерализация в верхнепалеозойских мраморах и слюдист-плаггиоклазитах. Практическое же значение имели концентрации рубинов и сапфиров в верхнеплейстоценовых террасовых и голоценовых пойменных отложениях речных долин и временных водотоков (логов).

В россыпях содержится корунд в виде изометричных зерен рубина и уплощенных кристаллов удлиненной формы синего, фиолетового, голубого и бесцветного сапфира размером от 2 до 10 мм (Е.Я.Киевченко, 2001). Встречаются зональные разности. К настоящему времени все эти россыпи обработаны.

В южной части Среднего Урала (Вишневые горы Сысертского комплекса) и на севере Южного Урала (Ильменские горы) в первой половине XIX в. были обнаружены сапфиры в щелочных (сиенитовых и миксакитовых) пегматитах. В основном корунд непрозрачный, серого или голубовато-серого цветов. Прозрачные индивиды, пригодные для огранки и кабошонирования, встречаются редко. Такие кристаллы имеют голубую,

синюю, иногда желтую, зеленую и розовую окраски. Обычные размеры кристаллов 1–3 см. Самые крупные достигали в длину 20 см. Уральские корунды пегматитового происхождения не имеют промышленного значения.

На Южном Урале рубиновая минерализация наиболее детально изучена А.Ю.Кисиним (1991) в палеозойском Кочкарском метаморфическом комплексе на Кучинском и Чуксинском участках и связана со скарнированными перекристаллизованными мраморами метаморфического (кальцитовые и магнезиально-кальцитовые) и метасоматического (доломит-кальцитовые) происхождения.

Практический интерес представляют россыпи корундов, образовавшиеся за счет разрушения мраморов и концентрации рубинов в песчано-глинистых отложениях верхнего олигоцена и нижнего миоцена. Главная Кучинская россыпь пролювиально-аллювиального типа приурочена к неогеновому логу и протягивается на 2,5 км при ширине 200 м. Цвет корундов красный, розовый, изредка отмечаются голубые сапфиры (Е.Я.Киевченко, 2001). Охарактеризованные объекты требуют дальнейшего изучения.

Восточно-Африканский рубин-сапфиросный пояс (Танзания, Кения, Малави, Зимбабве, Конго-Киншаса, Руанда, Замбия, ЮАР, Мозамбик, Мадагаскар) расположен в крайней восточной интенсивно активизированной части Аравийско-Африканской платформы в зоне глубинных разломов и рифтов, структурно приурочен к докембрийской области складчатости Мозамбикского пояса от Кении на севере до ЮАР и о. Мадагаскар на юге. Общая протяженность пояса порядка 25 тыс. км. Он имеет гетерогенное строение, включающее стабильные изометричные глубоко метаморфизованные блоки (гнейсо-мигматитовые купола) и узкие подвижные слабометаморфизованные зоны. С первыми связаны, например, рубины в мраморах на северо-востоке ЮАР и сапфиры на юге о. Мадагаскар, тогда как большинство других месторождений локализованы в основных и ультраосновных телах метасоматитов на границе химически разнородных пород, или их генезис не установлен. Возможно, что в пределах пояса имеются и магматические (базальтовые) месторождения рубинов и сапфиров. Возраст коренной минерализации благородных корундов докембрийский (в основном протерозойский). Добыча рубинов и сапфиров ведется из коренных метасоматических жил (плюмазитов в Танзании, Кении – месторождения Умба, Матомбо, Тундуру, Багамою, Мангари и др.; эпидот-амфиболовых метасоматитов в Малави – месторождение Чим-бадзулу; из россыпей – месторождения Циангугу в Руанде; Сумболе в Замбии, Эджеда, Гогого, Бекили на Мадагаскаре и др.).

Для метасоматических месторождений Танзании, Кении, Малави, Зимбабве и других объектов Восточно-Африканского пояса чрезвычайно типична зональность

и пестрота окраски рубинов и сапфиров, получивших даже специальный торговый термин – «пестроцветный сапфир–Танзания». Метаморфогенные сапфиры Мадагаскара усеченно-пирамидальной формы напоминают по морфологическим особенностям кристаллы сапфира из месторождений индийского Кашмира, а аналогичного происхождения рубины из мраморов месторождения Машишимала в ЮАР близки к рубинам из метаморфических пород Афганистана, Таджикистана, Мьянмы и других стран Южно-Азиатской корундовой провинции.

Карело-Кольская сапфир-рубиноносная провинция (Россия) находится в области докембрийской складчатости Балтийского щита. В пределах провинции развиты два генетических типа благородных корундов: сапфировый – в нефелиновых (миаскитовых) и безнефелиновых сиенит-пегматитах Кольского полуострова (ущелья Ферсмана и Рисчорра, Цирконовая перемычка, Лопарский перевал и др.) и рубиновый – в глубоко метаморфизованных гнейсах и амфиболитах беломорской серии архея Карелии (месторождение Хит-Остров, проявления Дядина гора, Варацкое, Гремяха и др.).

В миаскитовых пегматитах большинство корундов непрозрачны, редко встречаются синие и голубые кристаллы, просвечивающие и прозрачные; в сиенитовых пегматитах обнаруживаются неоднородно окрашенные сапфиры от густо-синего до фиолетового и розово-серого цветов (по материалам Ю.О.Липовского и Л.Ф.Булавко, 1981–1982). Перспективы получения благородно-корундовой минерализации из пегматитовых объектов Хибин весьма ограничены.

Среди коренных объектов метаморфогенного происхождения, возникших в результате интенсивного проявления процессов мигматизации и базификации (Е.Н.Терехов, В.И.Левицкий, 1991), наиболее известным и перспективным является месторождение Хит-Остров в 10 км северо-восточнее пос. Чула. Кристаллы корунда сосредоточены здесь в ставролит-биотит-гранат-амфиболовой породе на тектоническом контакте между кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами. Цвет их серовато-розовый, бледно-розовый, малиновый, основная масса кристаллов длиной 1–5 см и в поперечнике до 3 см непрозрачна, некоторые из них просвечивающие. Корунды рассматриваются как коллекционное сырье.

Нигерийский сапфироносный район (Нигерия). Слабо изученный нигерийский район по геологической позиции весьма близок к охарактеризованным объектам Восточно-Африканского пояса: тот же древний архейско-протерозойский возраст субстрата коренной сапфировой минерализации, её положение в зоне крупнейшего регионального глубинного разлома и интенсивные процессы тектонометаморфической и магматической активизации, развитые здесь. Коренной источник сапфиров не установлен, предположительно он

магматический (Е.Я.Киевленко, 2001). Состав твердых минеральных включений в сапфирах, особенно урансо-державшего облучивита, позволяет считать такое предположение весьма вероятным.

Месторождения Нисама и Джемма расположены в штате Кадуна в центральной части страны. Сапфир добывается из четвертичных аллювиальных россыпей. Имеет темно-синий цвет, редко встречаются желтые разновидности. Обрабатываются обычно в виде кабашонов из-за темного цвета, вызванного обилием минеральных и иных включений и дефектов.

Восточно-Бразильский рубин-сапфироносный пояс (Бразилия) протягивается почти на 3 тыс. км вдоль атлантического побережья Бразилии (штаты Баия, Минас-Жерайс, Гояс, Мату-Гросу-де-Сул). Геологически пояс приурочен в основном к архейскому Восточно-Бразильскому щиту, отделенному от Западно-Бразильского щита, где находятся только месторождения штата Мату-Гросу, серией региональных прогибов. Восточно-Бразильский щит интенсивно преобразован в процессе вендской (600–500 млн. лет) тектономагмато-метаморфической активизации на рубеже протерозоя и фанерозоя. В результате породы глубоко метаморфизованы, рекристаллизованы, насыщены интрузивно-реоморфическими гранитами, щелочными и гранитными пегматитами, кварцевыми, полевошпатовыми и карбонатными жильными образованиями.

В Бразилии месторождения и проявления рубинов известны на реке Парагуачу (аллювиальные россыпи Витория де Конкуиста), а коренная минерализация – в метаморфических породах района Камним Гроссо штата Баия, в щелочных пегматитах Пеиксе штата Гояс и в метаморфических толщах Гуанхейес и Багуари штата Минас-Жерайс. Сапфиры встречаются на россыпных месторождениях Джауру Каксина, Фофо, Индиана, Грик и других в штате Минас-Жерайс, на месторождениях Малакахета и Дамантина в штате Мату Гросу, в щелочных пегматитах Пеиксе в штате Гояс и Лад-жес в штате Санта Катарина. Окраска рубинов красная, розовая, сапфиров – светло-голубая, реже синяя, серовато-синяя. Таким образом, в Бразилии фиксируются два генетических источника благородных корундов – щелочно-пегматитовый и метаморфогенный.

Колумбийский сапфироносный район (Колумбия) выявлен сравнительно недавно (Е.Я.Киевленко, 2001). Находится в юго-западной части Колумбии и представлен пока только одним аллювиальным месторождением Меркадерос. Район расположен в области альпийской складчатости. Материнскими породами сапфиров в россыпях считаются щелочные базальты мелового возраста. Добыча сырья ведется из современных русловых и террасовых песчано-гравийных отложений. Размер кристаллов 1–30 мм. Самый крупный после огранки весил 16 карат. Наряду с наиболее распространенными голубыми и синими камнями встречаются желтые, розовые и фиолетовые. Многие камни

обладают александритовым эффектом.

Восточно-Американский рубиноносный район находится в Северной Каролине и содержит только аллювиальные современные рубиноносные песчано-гравийные россыпи мелких рек и ручьев бассейна р. Малая Теннесси. По данным П.Стивена и С.Йорковича (1985) цвет рубина красный разной интенсивности с сильным плеохроизмом. В ограненном виде камни редко превышают 1–2 карата. Коренными источниками рубинов Северной Каролины рассматриваются корундо-содержащие докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, другие метаморфические породы и, возможно, генетически взаимосвязанные с ними плагиоклазиты. Месторождение незначительной промышленной ценности.

Западно-Американские рубин-сапфироносные районы (США). На территории США известны два района распространения благородных корундов: западный – находится в центральной части штата Монтана, восточный – в округе Мэкон штата Северная Каролина. Первый приурочен к пограничной зоне докембрийской и мезозойской складчатости, представлен коренными объектами (крупная лампрофировая дайка Йего-Галч с голубыми и васильково-синими сапфирами с фиолетовым оттенком) и аллювиальными россыпями рек бассейна Миссури с мелкими (2–6 мм) сапфирами голубовато-зеленой, светло-синей зональной окраски, реже розового, желтого цветов с александритовым эффектом. Коренным источником сапфиров в россыпях Монтаны также считаются магматические породы типа лампрофиров Йего-Галч (Е.Я.Киевленко, 2001), а возраст коренной сапфировой минерализации – мезозойско-кайнозойский. Добыча сапфира осуществляется из коренных пород на глубину до 100 и более метров, и из россыпей плейстоцен-голоценового возраста.

Канадские рубин-сапфироносные районы. Находки и мелкие месторождения благородных корундов сосредоточены в провинциях Онтарио и Квебек, территория которых сложена архейскими и нерасчлененными докембрийскими породами.

Месторождения сапфиров (реже рубинов) связаны с корундовыми сиенитами и сиенит-пегматитами, образующими жилы и дайки в толщах гранитогнейсов и гнейсов вблизи контактов их с массивами щелочных и нефелиновых сиенитов.

Наиболее известными из них являются месторождения Beluga sappire properti, Baffin island, Cabonga Reservoir, Quebec и другие.

Гренландский юго-западный рубиноносный пояс. Гренландия – крупнейший остров между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами, более 80% территории, которого покрыто льдами. В центральной части острова толщина ледяного покрова достигает 4300 м. Породы, слагающие гренландскую часть канадского щита, представлены мраморами, кристаллическими сланцами, гнейсами, гранитогнейсами, кварцитами и гранитами архейского и раннепротерозойского возраста,

с несогласием перекрытыми вулканогенно-осадочными толщами среднепротерозойского возраста. С конца палеозоя территория испытывает платформенное развитие.

С древними архейско-протерозойскими породами связаны находки, проявления и месторождения гранатов, лунного камня, тугтупитов, благородных корундов и драгоценных металлов (золота и серебра). На западе кристаллический массив выходит из-под льдов на дневную поверхность, образуя в среднем 200-километровый пояс плоскогорий и горных хребтов на побережье моря Баффина, омываемом теплым Западно-Гренландским течением.

В начале нового тысячелетия на юго-западе Гренландии было открыто перспективное проявление рубинов и розовых сапфиров. После десятилетнего процесса оценки экологических, технологических и экономических последствий и горно-геологических условий эксплуатации будущего месторождения, в результате совместной работы Правительства Гренландии и международных экспертов, канадской компании «Настоящие северные самоцветы (True North Gems-TNG)» выдано разрешение на начало проходки шахты по добыче благородных корундов.

Рудник Ааппалуттоке находится на юго-западном побережье Гренландии в 160 км к югу от столицы Нуук и в 15 км юго-восточнее поселения Фискенессет. Месторождение (рудник) имеет симптоматичное название (в переводе с гренландского означает «Красная гора»), свидетельствующее о давней известности находок «Красного (красивого)» минерала корунда местными жителями в данном районе. К настоящему времени вблизи Фискенессета обнаружено более 30 находок кристаллов рубинов и розовых сапфиров и более крупных их проявлений в коренных горных породах и россыпях.

Прогнозные запасы благородных корундов месторождения, по оценкам независимых экспертов, составляют 340–400 млн. карат, что выводит его в разряд уникальных объектов мирового значения. Срок эксплуатации месторождения составит 30–40 лет.

Находки отдельных кристаллов, проявлений, месторождений различного масштаба рубиновой и сапфировой минерализации концентрируются вдоль крупного регионального разлома в породах анортозит-метагаббрового состава. Горные породы в районе месторождения Ааппалуттоке архейского возраста, интенсивно смяты в изоклинальные складки с близширотной ориентировкой их осей и осложненных многочисленными тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений. В последующем (около 2 млрд. лет и позднее) магматические породы Гренландского щита испытали полиэтапные и полифациальные метаморфические преобразования, аналогичные метаморфизму Канадского и Балтийского щитов, приведшие к формированию тектонометаморфических зон с проявлениями и месторождениями благородно-корундовой

минерализации (Е.Н.Терехов, В.И.Левицкий 1993; С.Г.Скублов, Е.Н.Терехов, 2009; Е.П.Мельников и др., 2002).

В заключение отметим, что проведенная систематизация и обобщение имеющихся материалов и собственных данных по месторождениям благородных корундов мира позволяют констатировать следующее:

1. Генетическая типизация месторождений рубина и сапфира отличается от ранее известных разделением метасоматических месторождений на две самостоятельные группы: 1) собственно метасоматические, обязанные своим происхождением действию постмагматических гидротермальных растворов и 2) метаморфогенно-метасоматические, генезис которых является логическим завершением в локальных зонах, как правило, многоэтапных процессов регионального метаморфизма. Ранее было показано отличие свойств благородных корундов, систематизированных в соответствии с новой генетической схемой. В данной статье установлены отличия выделенных генетических групп месторождений рубина и сапфира в их геологической позиции, определяющей все особенности структуры, состава и свойств минералов.

2. В связи с изложенным вводятся понятия моногенетических и полигенетических месторождений (провинции, пояса, регионы). К первым относятся месторождения магматического, пегматитового и собственно метасоматического (постмагматического) происхождения, ко вторым – полихронные и полифациальные собственно метаморфические и метаморфогенно-метасоматические месторождения.

Первая группа представлена магматическими месторождениями Восточной Австралии, российского Дальнего Востока, Восточного Китая, Индокитайского полуострова, Нигерии (?), Колумбии, США (штат Монтана), пегматитовыми месторождениями Бразилии, метасоматическими месторождениями Кении, Танзании, Малави и др. Вторая группа объединяет однотипные по генезису (метаморфогенно-метасоматические) месторождения Южной Азии (Мьянма, Таджикистан, Афганистан, Шри Ланка и другие страны), Восточной Африки (Мадагаскар, ЮАР), Среднего и Южного Урала, Карело-Кольского региона (Россия), Восточной Бразилии (штат Минас-Жерайс и др.), Северной Каролины (США).

3. Магматические месторождения благородных корундов – самые молодые на Земле. Все они возникли в относительно короткий промежуток геологического времени – меловой и палеоген-неогеновый период. Пегматитовые месторождения Бразилии образовались

в период вендской активизации Земли. Возраст собственно метасоматических месторождений менее определенный и его можно указать как постпротерозойский в Восточной Африке и постпалеозойский на Полярном Урале.

Месторождения метаморфогенного типа в целом значительно древнее указанных. Их возраст определяется как архейский в Карелии (Россия), архей-протерозойский в Южной Азии (Индия, Шри-Ланка, Таджикистан и др.) и Восточной Африке (ЮАР, Мадагаскар), архей-вендский в Бразилии, протерозойский в Северной Каролине (США) и верхнепалеозойский, а иногда, возможно, и древнее на Южном и Среднем Урале (Россия).

4. Объективный учет геологической позиции и генезиса месторождений благородных корундов позволит квалифицированно определять, интерпретировать свойства рубинов и сапфиров и использовать их в традиционной и специальной, в том числе и фундаментальной диагностике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева А.С., Ананьева Т.А., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Благородные корунды и цирконы из россыпей Приморья // Записки ВМО. 1998. № 4. С. 42–44.
2. *Браун Г.* Драгоценные камни и геммология в Австралии // Вестник геммологии. 2002. № 2. С. 42–46.
3. *Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдавцев Ю.Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28–34.
4. *Киевленко Е.Я.* Геология самоцветов. – М.: Изд-во «Экост», 2001.
5. *Кисин А.Ю.* Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). – Свердловск, 1991.
6. *Мельников Е.П., Васильев А.В., Викторov М.А.* Нетрадиционная генетическая типизация месторождений и свойства благородных корундов // Вестник геммологии. 2002. № 2. С. 7–18.
7. *Одариченко Э.Г., Манина М.И.* Генетические аспекты корундовой минерализации (россыпное месторождение Незаметное, Приморский край). – Сыктывкар, 2002.
8. *Рундквист Д.В., Нежинский И.А.* О категориях прогнозных запасов твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 1976. № 1. С. 112.
9. *Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.
10. *Шаталов Е.Т.* Металлогенические и прогнозные карты. – М., 1963.

Роль жизни в образовании одной из форм концентрации полезных ископаемых на планете Земля

Э.Л.ШКОЛЬНИК, Е.А.ЖЕГАЛЛО (Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка РАН; 117647, г. Москва, ул. Профсоюзная, д. 123), Ю.Ю.БУГЕЛЬСКИЙ, В.М.НОВИКОВ, А.Д.СЛУКИН (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35)

Представлен широкий обзор различных полезных ископаемых, в образовании которых принимали участие живые макро- и микроорганизмы и (или) продукты их метаболизма. Авторы использовали результаты собственных исследований руд под сканирующим электронным микроскопом (СЭМ) и публикации коллег. Основное внимание сосредоточено на месторождениях твердого минерального сырья различного возраста и генезиса: осадочного (морского, озёрного, континентального), метасоматического, гидротермального и кор выветривания. Они включают фосфориты, бокситы, каолины, нонтрониты, руды Ni, Mn, Fe, Co, Zn, Pb, Ag, B, Cu, Au и U. По наличию биоморфов, фитоморфов и других форм прежней жизни установлено участие в рудообразовании растительных и древесных остатков, строматолитов, водорослей, губок, микрогрибов, раковин, бактерий, цианобактерий, спор, микробиальных матов, многих других организмов и продуктов их взаимодействия с косным веществом.

Ключевые слова: биота, бокситы, каолины, фосфориты, руды марганца, железо, уран, бор.

Жегалло Елена Александровна, ezheg@paleo.ru

Бугельский Юрий Юрьевич, novikov@igem.ru

Новиков Владимир Михайлович, novikov@igem.ru

Слукин Анатолий Данилович, novikov@igem.ru

The life role in the genesis of one form of mineral concentrations on the Earth

E.L.SHKOLNIK, E.A.ZHEGALLO, Yu.Yu.BUGELSKY, V.M.NOVIKOV, A.D.SLUKIN

The article presents an extensive review of various minerals whose formation involved live macro- and micro-organisms and/or their metabolic products. The authors used the results of their research of ores under a scanning electron microscope (SEM) and the publications of their colleagues, focused on solid mineral deposits of different age and origin: sedimentary (marine, lacustrine, continental), metasomatic, hydrothermal and crusts of weathering. The studied raw materials include phosphates, bauxites, kaolins, nontronites, ores of Ni, Mn, Fe, Co, Zn, Pb, Ag, B, Cu, Au and U. By the presence of biomorphs, phytomorphs, and other forms of previous life, the participation of vegetal and wood fossils, stromatolites, algae, sponges, micro-fungi, shells, bacteria, cyanobacteria, spores, micribial mats, and many other organisms and products of their interaction with inorganic matters in mineralization was established.

Key words: biota, bauxite, kaolin, phoshpates, manganese ore, iron, uranium, boron.

Влияние проявлений жизни на геологические процессы, в том числе образование экзогенных полезных ископаемых отмечалось давно, но впервые подробно рассмотрено В.И.Вернадским как естественная ситуация в рамках крупной природной системы – биосферы. Согласно закону Вернадского, миграция химических элементов часто осуществляется при непосредственном участии живого вещества или же протекает в среде, геохимические особенности которой (присутствие O₂, CO₂, H₂S и др.) обусловлены живым веществом. В работах В.И.Вернадского рассмотрена общая позиция, исходящая из принципиального понимания роли жизни как важного участника геологических процессов на планете Земля. Им впервые было сформулировано понятие о биокосных системах, которые включают сообщества организмов и среду их обитания, тесно взаимосвязанных между собой. Конечно, учитывались и та-

кие очевидные, обусловленные жизнью полезные ископаемые как угли и нефти. Эти идеи позволили наметить на долгие годы вперед важнейшие направления биогеохимических исследований. Позднее представления о биокосных системах были развиты А.И.Перельманом, в которых он выделяет различные уровни организации. Самый высокий уровень занимает биосфера в целом. К наиболее низкому уровню относятся почвы, коры выветривания, илы. Важная, часто решающая роль живой и мертвой органики в концентрации и осаждении Fe, Mn и других рудных элементов отмечалась и в работах Д.П.Сердюченко.

В настоящее время живые организмы рассматриваются как важнейший фактор в микросистемах кор выветривания, как источники энергии, агенты трансформации органических и минеральных компонентов и как настоящие насосы для почвенных растворов.

Авторы, многие годы занимающиеся изучением осадочных руд и кор выветривания, с помощью сканирующей электронной микроскопии изучили сотни образцов из месторождений марганцевых, железных, никелевых руд, фосфоритов, бокситов, каолинов разного возраста – от современных до докембрийских, образовавшихся в различных природных обстановках – от океанского дна до поверхностных зон на континентах, и обнаружили множество примеров значительного влияния разных форм жизни, в том числе в виде мортмассы, на формирование месторождений полезных ископаемых. Проведенные исследования и анализ имеющихся публикаций показали, что, несмотря на существенные геохимические различия рудообразующих элементов, условия и особенности их концентрации в значительной степени аналогичны и поэтому их накопления часто сближены по разрезу, переслаиваются, фациально замещают друг друга по простиранию. Стало появляться все больше прямых свидетельств о важнейшем участии разных форм организмов в рудоотложении. Очевидно, что необходимо на новом уровне обобщить имеющиеся данные по рассматриваемой проблеме по состоянию на начало XXI в. Соответственно необходимо наметить и основные формы участия продуктов жизнедеятельности в гипергенном рудогенезе в различных обстановках. Это и явилось основной задачей предлагаемой публикации.

Роль биологических процессов может проявляться в разных формах: от простого, физического накопления самих остатков организмов до продуктов их различных преобразований. Очевидный пример – скопления собственно органических остатков, например раковин, которые возникают в разных, в том числе и в прибрежных обстановках, и образуют ракушечники. Они могут представлять самые простые типы полезных ископаемых. Другой экономически ценный тип полезных ископаемых обусловлен существенным преобразованием органических накоплений в толще осадков под действием температур и давления, что приводит к формированию нефти, газа, месторождений угля, углистых сланцев и др.

В последние десятилетия установлен еще один важный механизм взаимодействия органического вещества и иловых вод осадков, несущих ту или иную минерализацию. При этом рудным веществом замещаются как твердые, так и мягкие ткани организмов с сохранением самых тончайших деталей их строения. До недавнего времени на этот механизм не обращали внимания, а оказалось, что таким способом формируются месторождения самых разных руд. Какие условия необходимы для реализации такого процесса? Для масштабного рудогенеза необходимо накопление осадков со значительным количеством органических остатков разного типа, то есть значительная биопродуктивность среды отложения органических остатков, иногда вплоть до рифовых построек, различных накоплений бактериальных матов и др. Обстановки рудонакопления могут широко варьировать – от океанических до озерных, кор

выветривания и др. Для различных типов руд могут быть благоприятными как отличающиеся обстановки, так и совпадающие. Таковы разные руды, формирующиеся в ареалах распространения строматолитов, особенно в докембрийскую эпоху на древних кристаллических массивах.

Выявление источника рудного вещества для репликации органических остатков не всегда получает уверенное, однозначное решение. Это могут быть сносимые с суши продукты выветривания, доставка биогенов разными апвеллингами, преобразующая деятельность организмов в корях выветривания и другие. Менее известны примеры минерализации за счет веществ термальных источников, как в небольших водоемах, так и на подводных хребтах. Источником могут служить и сами разлагающиеся в илах остатки тел организмов, выделяющие при этом фосфаты, которые реплицируют сохраняющиеся остатки организмов. В корях выветривания за счет разложения минералов и выноса определенной части элементов (Na, K, Mg, Ca, Si и др.) происходит относительное обогащение элементами-гидролизатами (Ni, Co, Fe, Mn, Al и др.). Последние часто замещают комплекс органических остатков организмов, обитавших в верхних зонах кор выветривания. Необходимы исследования и других возможных источников репликации, хотя это бывает затруднительно из-за смены обстановки и условий среды в период действия таких процессов. Химический состав биоминерализованных руд широкий – это фосфориты, бокситы, железные, марганцевые, золотые, сульфидные, медные, никелевые и некоторые другие.

Причины, вызывающие репликацию, установлены и в общих чертах ясны, но не во всех случаях. Они определяются свойствами органических остатков, которые до полного их разложения сравнительно легко вступают в реакцию с иловыми водами, обогащенными разными рудными компонентами. Экспериментально такие процессы доказаны только для фосфоритов. Принципиально важно, что при репликации органические остатки сохраняют даже весьма тонкие детали структур, что позволяет использовать для их изучения преимущественно СЭМ. Существует точка зрения, согласно которой воздействие продуктов жизнедеятельности прокариотных организмов на окружающую среду приводит к рудоотложению. Но подобная ситуация описана только для условий развития микробиоты, а в рассматриваемых ниже рудах многочисленны и остатки эвкариотных организмов, также подвергающихся аналогичной репликации. Сообщалось, что при этих процессах такие формы как *Metallogenium* вообще не являются микроорганизмами, а относятся к недостаточно ясным продуктам жизнедеятельности. Для рассматриваемой минерализации характерны все формы накопления органических остатков: от типично пластовой до почти всех иных форм накопления органики – рифовой, строматолитовой и др. Весьма сложные формы репликации образуются в океанах при накоплении

материала у «черных курильщиков» за счет минерализации остатков организмов вблизи выходов термальных вод. Стратиграфический диапазон рассматриваемой минерализации очень широк – от докембрия до наших дней.

Изложенные выше общие положения можно подробно рассматривать, начиная с анализа развития представлений об образовании фосфоритов за последнее столетие. К концу прошлого века выяснилось, что подавляющая часть морских фосфоритов мира сложена фосфатизированными органическими остатками, состоящими из эвкариотных и прокариотных форм. При этом, согласно теории А.В.Казакова, некоторые исследователи полагают, что фосфориты, обладая кристалломорфной структурой, образовались путем химического осаждения фосфата в результате прибрежного апвеллинга. По представлениям Г.И.Бушинского и В.Н.Холодова, они формируются путем сноса с континента фосфатов как продуктов выветривания и усвоения их биосом с последующим диагенетическим выделением. Реально же в низких широтах осаждение фосфора, как привнесенного разными апвеллингами (прибрежными и островными), так и поступающего с продуктами выветривания с ближайшей суши, представляет собой замещение им любых органических остатков биогенных илов (репликация по биологической матрице). Поскольку превосходно сохраняются самые тонкие детали строения замещенных тел организмов, то их прекрасно видно при изучении в СЭМ. Многочисленные наблюдения показывают, что фосфориты состоят из массы таких остатков самого разного характера. Так, большую часть фосфоритов подводных гор центральных частей океанов составляют фосфатизированные нано-фораминиферовые илы, а нижнекембрийские фосфориты Хубсугула целиком сложены минерализованными цианобактериями.

О частых случаях фосфатизации, прежде всего, строматолитов известно давно, например, в протерозойской формации Аравалли, Удайпур, Индия. В нашей стране первой работой в этом направлении стали исследования Э.А.Еганова [4]. Широкое участие кремневых губок в таких же процессах фосфатизации интенсивно проявлено в формации Фосфория, США, а диатомовых водорослей – в современных фосфоритах шельфа Намибии, Перу и Чили. Современные фосфориты в значительных количествах формируются только на подводных возвышенностях или на таких шельфах, где действуют мощные вдольбереговые апвеллинги. Это определяет их локализацию на участках высокой биологической продуктивности. Таким образом, морское фосфатонакопление во многом зависит от развития жизни на благоприятных структурах.

В самое последнее время авторы осуществили специальное исследование марганцевых и железомарганцевых руд в СЭМ, которое показало близость условий формирования этих руд и фосфоритов [11]. Во многих случаях они пространственно сопряжены. Изучены в частности фосфориты непосредственно из марганцеворуд-

ного тела Чиатурского месторождения, образцы которых были любезно предоставлены грузинскими коллегами. Оказалось, что и фосфориты, и марганцевые руды сложены близкими органическими остатками, соответственно замещенными фосфатами и соединениями марганца. Обнаружены случаи фациальных переходов по протиранию фосфоритов в марганцевые руды в разновозрастных слоях (Усинское месторождение, синийские месторождения КНР). Известны примеры развития строматолитов, замещенных соединениями марганца в Индии, Ботсване и Каратауском фосфоритоносном бассейне. Описаны многочисленные находки конкреций, представленных минерализованными органическими остатками, в четвертичных глинах на континентах [5], а также в озерах и морях. Впервые показано, что одна из наиболее продуктивных на марганцевое оруденение третичная эпоха с гигантскими месторождениями марганца отличается разнообразием органических остатков, встреченных в этих рудах.

В биостромах железомарганцевых проявлений верхнего сармата Таманского и Керченского полуостровов, известных еще по работам Н.И.Андрусова, установлен новый тип минерализации, при котором замещаются не ламинные, как обычно, строматолиты, а их субвертикальные кустистые формы, похожие на изученные Б.Логаном и др. в Австралии. Подобные минерализованные формы слагают, по крайней мере, отчасти рудные тела Улутеляжского месторождения России. Установлено широкое развитие замещенных карбонатами марганца строматолитов и онколитов в верхнеюрской георгиевской свите Западной Сибири, что еще раз подтверждает сделанные ранее выводы о том, что минерализация строматолитов – это классический пример репликации органических остатков, свойственный практически всем типам осадочных руд на планете. Органические остатки, замещенные соединениями марганца, обнаружены и в сравнительно молодом своеобразном месторождении Грут Эйландт в Австралии.

Докембрийские марганцевые и железомарганцевые руды стали актуальным сырьем благодаря открытию и вовлечению в освоение месторождений в КНР, которая вышла на первое место в мире по добыче марганцевых руд. В докембрийских отложениях сосредоточено около 35% учтенных в этой стране запасов. Из карбонатных руд некоторых месторождений методом мацерирования были выделены многочисленные микробные остатки. Газовая хроматография керогена руд показала присутствие характерных биомаркеров – гопана и стерана, что указывает на их происхождение при участии бактериальных и водорослевых остатков. В докембрийских марганцевых рудах КНР устанавливается и прямая корреляционная связь между масштабами развития микробиоты и содержаниями Mn и Fe. В породах с минимальным содержанием рудных компонентов биота доминирует в виде сравнительно крупных форм эвкариотных водорослей. В богатых рудах цианобактерий несрав-

нимо больше, а крупных водорослевых форм меньше. Подмечено, что сланцы, содержащие обильные микрофоссилии, всегда включают больше рудных тел. Это указывает на влияние микробиальной популяции на рудоотложение. Напомним, что синийские марганцевые и железомарганцевые руды КНР теснейшим образом связаны с одновозрастными фосфоритами и переходят по простирацию друг в друга.

Протерозойские марганцевые руды месторождения Маматван бассейна Калахари в ЮАР были определены как заметно измененные метаморфизмом первично карбонатные марганцевые руды лютитового типа [11]. Иногда в них удается наблюдать нитчатые, кокковидные, палочковидные формы мелких размеров в различных сочетаниях.

Таким образом, изучение марганцевых и железомарганцевых руд показало практически постоянное присутствие в неизмененных рудах органических остатков, среди которых доминируют различные сообщества микроорганизмов. Как и для большинства осадочных руд планеты, для них характерно присутствие строматолитовых образований, замещенных различными минералами марганца. Местами проявляется тесная ассоциация с фосфоритами – от переслаивания до фациальных переходов разных форм. Отметим, что территории массового развития железистых кварцитов в докембрийских структурах и скоплениях марганцевых руд часто пространственно сближены. Во многих фанерозойских разрезах также обычна ассоциация этих рудных накоплений.

Меньше всего органических остатков обнаружено пока в железных рудах главным образом по причине их слабого изучения в СЭМ. Тем не менее, ряд указаний на важную роль органических остатков в их строении можно найти в работах Ф.В. Чухрова [6], в которых приведены многочисленные электронно-микроскопические фотографии микроорганизмов, принимавших участие в формировании кор выветривания и осадочных железных руд.

Особое положение сложилось с железистыми кварцитами докембрия. Для них весьма характерно замещение минералами железа строматолитов, что выяснилось при изучении их полосчатых и неполосчатых разновидностей. В подобных железистых кварцитах в мировой литературе принято выделять соответственно две различных группы формаций – BIF (Banded Iron Formation) и GIF (Granular Iron Formation) [12].

В группе BIF наиболее часты строматолитовые разности. Замещенные минералами железа строматолиты обнаружены в формации Бивабик-Ганфлинт штата Миннесота, в районе оз. Онтарио, а также в группах Анемик и Сиблей в США, в которых установлены также бактериальные остатки. В супергруппе Трансвааль, Южная Африка, выявлен ряд существенно кремнистых формаций, в рудах которых установлены водорослеподобные остатки из графита и строматолиты. Ана-

логичные кремнистые кварциты формации Исуа описаны в разных районах Гренландии. В группе Хамерсли и в железистых кварцитах бассейна Набберу Австралии, а также в железистых кварцитах Канады вместе со строматолитами развиты небольшие полости, по-видимому, образованные жившими в них микроорганизмами. Одному из авторов в Нанкинском институте геологии и палеонтологии АН КНР в 1990-х годах были показаны строматолиты из железистых кварцитов провинции Хубей, замещенные минералами железа. Во многих районах Китая и других стран во вмещающих такие руды карбонатных и кремнистых породах установлены органические остатки. Метаморфизм часто уничтожает признаки первичной текстуры железистых кварцитов, но нередко они сохраняются. Данные по изотопии железистых кварцитов указывают на то, что микроорганизмы играют существенную роль в отложении и (или) диагенетических преобразованиях железа.

В фанерозойских отложениях также имеются железные руды типа BIF, но развиты они значительно меньше. Слабометаморфизованные железные руды раннепалеозойского возраста Удско-Шантарского бассейна Дальнего Востока России были недавно изучены в СЭМ рядом авторов настоящего сообщения. Как и в докембрии, здесь развиты руды типа BIF-полосчатые. Их строение определяется чередованием тонких слоев с варьирующими соотношениями железа, кремнезема, отчасти марганца. В слоях выявлены шаровидные формы диаметром до 60–80 мкм, которые внутри переполнены кокковидными микробиальными формами. Возможно, это остатки радиолярий, подвергшиеся бактериальной деструкции и замещенные железом. Вместе с тем, на отдельных участках видно и массовое развитие кокковидных форм, хаотически рассредоточенных. Во вмещающих руды яшмах и кремнях давно установлены остатки радиолярий. В массивных разновидностях руд обнаружены структуры весьма похожие на маты, полностью минерализованные. Железные руды бассейна ассоциируют с марганцевыми и фосфоритами. Полосчатые железные руды, вероятно, образовались из осадков при участии органических накоплений.

Железные руды группы GIF наиболее широко распространены в фанерозойских отложениях и характеризуются небольшим количеством кремнистого вещества и широким развитием оолитовых текстур. Изучение оолитов с помощью СЭМ, проведенное К. Даханьяком и В. Крумбейном, позволило признать важную роль в их образовании микробиоты. Довольно часто в основной массе оолитовых руд присутствуют остатки раковин, замещенные теми же соединениями железа, что и оолиты. В то же время, известны руды, например нижнекаменноугольные в Южном Уэльсе Великобритании, и некоторые силурийские клинтонские железняки восточной части США, которые не содержат оолитов, а состоят из минерализованных гематитом раковин, мшанок и криноидей в карбонатном матриксе.

Таким образом, несмотря на различный возраст месторождений железных руд и значительный метаморфизм железистых кварцитов, за последние десятилетия получено достаточно данных о присутствии в них органических остатков, замещенных минералами железа, среди которых главную роль для докембрийских разностей, также как и для фосфоритов, марганцевых руд, играют строматолиты.

Наиболее детально изучена связь микро- и макроорганизмов с бокситами. Использование современных методов сканирующей электронной микроскопии позволило обнаружить в них многочисленные микробные формы [9]. В ряде публикаций показано, что практически во всех месторождениях и проявлениях бокситов, расположенных в различных регионах Земли, обнаружены биоморфные образования. В разных регионах возрастной диапазон бокситов чрезвычайно широк и колеблется от протерозойского до плиоцен-четвертичного. Основная масса бокситов связана с эпохами интенсивного образования кор выветривания, обусловленными гумидным теплым климатом и сопровождаемыми активной биологической деятельностью. Биота в корях выветривания осуществляет две функции: деструктивное разрушение минералов материнских пород бокситов; накопление и сохранение бокситового вещества при минерализации тел организмов после их отмирания. Псевдоморфозы минералов в бокситах наблюдаются по различным органическим остаткам, при этом наиболее важную роль играют гетеротрофные организмы. Местами бокситы почти целиком сложены биоморфозами. Процесс замещения органического вещества бокситовыми минералами протекает с сохранением деталей строения организмов. Из микробных форм наиболее часто встречаются кокковидные, реже – нитчатые и палочковидные. В современных биоценозах микроорганизмов в бокситах, по данным М.Хейдемана и других исследователей, преобладают палочковидные, а кокковидные занимают второе место. Наряду с этими формами, в бокситах отмечается присутствие минерализованных микрогрибов. Микробные структуры наблюдаются в бокситах различных генетических типов: латеритных, латеритно-осадочных, осадочных и карстовых. Наибольшее количество биоморфоз приурочено к латеритным бокситам, с которыми, по данным Г.Бардоши и Г.Алева, связано 80% всех известных месторождений. При формировании латеритного бокситоносного профиля количество минерализованной биоты обычно увеличивается снизу вверх. На завершающей стадии в сложении бокситов верхней части профиля преобладают биоморфозы.

Изучение никеленосных кор выветривания также позволило установить в них наличие признаков органической жизни. В образцах нонтронитов, отобранных в мезозойских корях выветривания Кемпирсайского массива (Казахстан) и месторождения Пинарс-де-Майяри (Куба), с помощью СЭМ установлены пленки мине-

рализованного гликокаликса (внеклеточная полисахаридная слизь, выделяемая бактериями).

С корами выветривания связана также редкометаллическая минерализация. На Чадобецком поднятии в Сибири на карбонатитовом массиве Чуктукон установлены марганцево-охристые коры по карбонатам с высоким содержанием редких земель. В этих же выветрелых продуктах с помощью СЭМ обнаружена микробиота.

Устанавливается связь органического вещества с урановой минерализацией. В древних золотоурановых месторождениях типа Витватерсранд, по крайней мере, часть урана локализуется в нитчатом микробном мате в виде эвгедральных кристаллов уранинита, где находится совместно с уникальными концентрациями золота. Известные месторождения урана в черных сланцах Швеции и США явно накапливались вместе с органическими остатками, так как содержат остатки трилобитов семейства оленеллид и частицы углеобразного вещества – кольма. В США верхнедевонские нефтеносные сланцы при низких содержаниях U обладают его гигантскими запасами [5]. Характерна здесь корреляция между содержаниями C и U, хотя явных указаний на присутствие органических остатков нет. На отдельных участках рассеяны обильные фосфоритовые конкреции. Некоторые исследователи полагают, что в этом случае имело место поглощение урана органическим веществом. Такая ситуация характерна и для уникальных урановых месторождений Мангышлака, а также Казахстана и Калмыкии, где грандиозные скопления рыбных костей интенсивно сорбировали уран [7]. Уместно отметить, что уран в промышленных количествах концентрируется во многих фосфоритах мира и именно в фосфатном веществе органического происхождения. По данным Международного Агентства по атомной энергии в фосфоритах Марокко сосредоточено больше урана, чем во всех урановых месторождениях мира. На месторождениях урана, связанных с песчаниками плато Колорадо, США, присутствует аморфное органическое вещество.

Роль микробиологических процессов при формировании урановой и полиметаллической минерализации значительна и в углеродистых отложениях мощностью до 90 м в Пхеннамском прогибе Сино-Корейского щита. В базальной части разреза залегает кремнисто-фосфатная фация, содержащая многочисленные сфероиды, в промежутках между которыми отлагается большое количество бактериальных образований в виде червеобразных и желваковых скоплений. Их изучение в СЭМ, проведенное Е.А.Жегалло и Э.Л.Школьником, показало, что они сложены кремнисто-фосфатными и фосфатно-железистыми микробными матами кокковидной формы. В этих образованиях установлены высокие содержания (в г/т): U 440, Ni 4000 и V 5000.

Выявлено резкое возрастание концентраций U в черных бокситах, содержащих лигнитизированную древесину и другие органические остатки, по сравнению с

красными бокситами (месторождения Сибири, Индии, Китая).

В последние годы появляется все больше сведений о приуроченности золота, включая его гидротермальные проявления, к углеродистым толщам. Наиболее крупные в мире месторождения золота Витватерсранда, прежде всего, обусловлены отложением этого металла в системе углеродистых микробиальных матов, в которых его концентрации на небольших участках достигают 20–30%. [10]. При этом даже не так важно как протекают эти процессы – только в седиментационном бассейне или при воздействии низкотемпературных растворов. Приводятся в литературе и данные по аккумуляции золота микромицетами. Еще недавно казалось маловероятным поступление растворенного металла в бассейны осадконакопления, но последние исследования показали развитие гидрогенного золота в различных литофациях на территории Украины.

Устанавливается роль органического вещества и микроорганизмов при формировании месторождений сложного генезиса, отчасти считающихся эндогенными. Следует различать месторождения, формирующиеся из термальных растворов в высокоуглеродистой среде, которая способствует осаждению рудной минерализации, но без репликации остатков организмов, подобно тому, как это описывается в работе Д.И.Горжевского с коллегами [3], а также в ряде работ В.А.Бурыка и многих других исследователей. По мнению авторов публикации, важнейшее значение имеет не общий углеродистый характер среды рудоотложения, а сохраняющиеся остатки организмов, на которых реплицируется рудное вещество.

Привлекает внимание связь свинцовой минерализации с рифовыми массивами. Это относится к рудам юго-восточной части штата Миссури, США и свинцово-цинковому месторождению Ушкатын III в Центральном Казахстане. В Pb-Zn рудах месторождения Мак-Артур-Ривер, Австралия, обнаружены кокковидные и нитчатые формы. Сферические структуры установлены в цинковых рудах месторождения Блайберг, Австрия. При травлении выясняется, что их центральные части сложены скоплениями нитевидных образований. Для стратиформного Zn-Pb-Ag месторождения Сала в Швеции устанавливается важная роль строматолитов в размещении оруденения. Связь Au-Ag-рудной минерализации со строматолитами наблюдается в массиве Десеадо, Аргентина, а в бассейне Амадеус, Австрия, к ним приурочены высокие концентрации REE. В красноцветных отложениях штата Юта, США, серебряные руды залегают в виде оруденелых прослоек обугленных растительных и древесных остатков. Ниже зоны окисления здесь присутствуют аргентит, самородное серебро, халькозин. В зоне окисления развит селенсодержащий кераргирит (роговое серебро). Окремнелые древесные остатки лишены серебра. На одном из участков (Силвер-Риф) развито несколько пластов мощностью 17–23 м, где серебро распространено неравномерно и только в мес-

тах присутствия растительных остатков.

Формирование сульфидов меди с участием органического вещества известно для целого ряда месторождений мира. В сложной картине развития медного оруденения в протерозойском Центрально-Африканском Медном поясе в Замбии выделяются руды в сланцах, а в районе Муфулира рудная минерализация ассоциирует с углистыми песчаниками, переслаивающимися с безрудными доломитами, но наиболее богатые руды сосредоточены в сланцах, часто черных [5]. В северной части Джезказганского рудного поля, Казахстан, и в медных рудах Колорадо, Юта и других штатах США минерализация явно тяготеет к скоплениям растительных остатков и развивается по ним. На медном месторождении стратиформного типа Маркашех, Центральный Иран, в юрско-меловых красноцветных песчаниках сульфиды меди обычно замещают древесные остатки. В осадочных рудах Вятско-Камской меденосной полосы отмечается псевдоморфное замещение халькозином и ковеллином древесины с сохранением исходного рисунка растительной ткани. На месторождении Крета, США, минералы меди также замещают обломки древесины и споры *Triletes* [5]. Для пермских медистых сланцев Европы с повышенным содержанием Pb и Zn по изотопным данным характерно возрастание значения $\delta^{34}\text{S}$, указывающее на участие бактерий в их образовании. Отметим также, что углеродистые сланцы содержат почти в три раза больше меди, чем безуглеродистые [5]. Конечно, требуются специальные исследования, поскольку неоднозначно понимается соотношение органического вещества и медной минерализации. Тем не менее, важнейшим подтверждением таких явлений служит наличие продуктов замещения органических компонентов рудным веществом.

Наряду с рудной минерализацией, аналогичные процессы установлены при формировании нерудных минеральных скоплений. Один из таких примеров описан в кембрийских отложениях Северного Верхоянья [2], где широко развиты остатки ханцеллорий, которые часто псевдоморфно замещаются различными глауконитами, особенно ядра их шипов, хотя первичный состав их карбонатный. При этом некоторые части этих организмов замещаются и белым силикатным веществом. Об участии микроорганизмов в образовании глауконита писал в свое время В.И.Вернадский, но прямые свидетельства в то время практически отсутствовали. В последние годы новые данные получены для каолинистых глин Латненского месторождения [1]. Различные растительные остатки в этих глинах псевдоморфно замещаются глинистым веществом, что приводит к формированию огнеупорных глин, широко используемых в промышленности. Вероятно, по мере развития исследований такие примеры будут только множиться.

Несколько иная ситуация наблюдается при формировании борных руд разных минеральных типов. На единственном крупном в России Дальнегорском борном

месторождении в Приморском крае рудные тела сложены строматолитовыми бороносными известняками, интенсивно скарнированными интрузиями и дайками, и считались чисто скарновыми. Вероятно, аналогична природа борного оруденения скарнов Турьинского рудного поля на Среднем Урале, где известняки, изобилующие спиккулами губок, замещены датолитом. Показательно, что крупные месторождения боратов КНР в известняках ранее также считались скарновыми, но в последнее время высказывается мнение об их первичной осадочной природе.

Остановимся на фактах отложения рудного вещества термальными источниками на органических остатках. Это показано на примере травертина Марокко и некоторых других стран [11], для «черных курильщиков» на подводных горах океанов. Сравнительно недавно в бассейне Гуаймос описаны высокие концентрации тяжелых металлов – Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd, Ag, Au и др. донными организмами в результате репликации. Показано, в частности, что среда обитания влияет на распределение Fe и Mn во внешних и внутренних органах донных организмов.

В заключение отметим, что даже в техногенных отвалах в определенных условиях могут формироваться продукты репликации по микроорганизмам, в частности сульфидов.

Из данного обзора становится достаточно ясным, что появление и развитие жизни на планете оказали серьезное воздействие на геологические процессы, в том числе и на процессы рудогенеза. Возможные формы такого влияния полностью не изучены. Тем не менее, очевидны масштабность таких процессов и глубина взаимодействия органического вещества и породы. Следует ожидать, что ближайшее десятилетие принесет новые факты, меняющие и уточняющие наши представления. Несомненно, использование полученных представлений возможно и в иных сферах научной деятельности, например в астрономии, в частности на поверхности Марса, где отмечено присутствие гетита и гематита. Если появится возможность дистанционно с помощью специальной магнитометрии установить при-

сутствие на той или иной планете признаков осадочного рудогенеза, например железных руд типа кварцитов, то можно предполагать, что на такой планете жизнь была.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н.С., Новиков В.М., Соболева С.В. и др. Роль органического вещества в формировании огнеупорных глин Латненского месторождения // ДАН. 2012. Т. 444. № 3. С. 296–300.
2. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Ушатинская Г.Т. К вопросу о биохемогенном происхождении слоистых силикатов глауконит–иллитового состава // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 1. С. 79–91.
3. Горжеский Д.И., Конкин В.Д., Ручкин Г.В. Роль органического вещества в рудообразовании // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 25–32.
4. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. – Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1988.
5. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. – М.: Мир, 1985.
6. Чухров Ф.В. и др. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. – М.: Наука, 1975.
7. Шарков А.А. Ураново-редкометалльные месторождения Мангышлака и Калмыкии, их генезис. – М.: Эслан, 2008.
8. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Э.А.Еганов и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. – Владивосток: Дальнаука, 1999.
9. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А. и др. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). – М.: Эслан, 2004.
10. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М., Шувалова Ю.В. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР – исследование с помощью электронного микроскопа. – М.: Эслан, 2005.
11. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батулин Г.Н. и др. Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии. – М.: Эслан, 2012.
12. Simonson B.M. and Lanier W.P. Early silica cementation and microfossil preservation in cavities in iron formation stromatolites, early Proterozoic of Canada // In: Appel P.W.U. and La Berge G.L. (Ed.). Precambrian Iron-Formations. Theophrastus Publication. Athens. Greece. 1987. Pp. 187–213.

Параметры микроструктуры пещерных глинистых отложений и палеоген-неогеновых глин (сравнительный анализ)

Т.Г.РЯЩЕНКО, В.А.ПЕЛЛИНЕН (Институт земной коры СО РАН; 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128.)

Выполнен сравнительный анализ глинистых отложений пещеры Охотничья и палеоген-неогеновых глин о. Ольхон на основе определения их микроструктурных параметров по методу «Микроструктура»; представлены данные о составе глинистых минералов и некоторых свойствах этих отложений. Установлены признаки сходства и различия, предложены версии формирования агрегатов, изучено распределение основных параметров микроструктуры в общей группировке образцов и проведено группирование объектов с помощью кластерного анализа Q-типа.

Ключевые слова: пещерные отложения, микроструктура, глинистые минералы, свойства, сравнительный анализ, распределение, группирование.

Рященко Тамара Гурьевна, ryashenk@crust.irk.ru
Пеллинен Вадим Александрович, pellinen@crust.irk.ru

Microstructure parameters of cave clay sediments and paleogene-neogene clays (comparative analysis)

T.G.RYASHCHENKO, V.A.PELLINEN

A comparative analysis has been carried out on clay deposits of the Okhotnichya cave and Paleogene-Neogene clays of the Olkhon Island based on the determination of microstructural parameters by «Microstructure» technique. The article presents data about composition of the clay minerals and some properties of these sediments, signs of similarities and differences, suggests explanations of aggregate formation. Major microstructure parameters of general sample grouping has been studied, and the objects have been grouped using Q-type cluster analysis.

Key words: cave sediments, microstructure, clay minerals, properties, comparative analysis, distribution, grouping.

Глинистые отложения пещер – уникальный материал для аналитических исследований. При этом особое значение с литолого-генетической точки зрения имеют результаты сравнительного анализа полученных данных с другими «наземными» континентальными объектами. Подобная возможность появилась после посещения пещеры Охотничья и проведения полевых рекогносцировочных работ на о. Ольхон, когда в распоряжении авторов оказалось 17 образцов глинистых образований: девять были отобраны в пещере, остальные восемь – голубовато-серые палеоген-неогеновые глины (халагайская свита) из естественных обнажений, расчисток и шурфов на острове (рис. 1).

Пещера Охотничья, согласно схеме спелеологического районирования, предложенной А.Г.Филипповым [17], расположена в пределах Приморского хребта на расстоянии 5 км от побережья Байкала (см. рис. 1). Вход находится на северном склоне водораздела рек Угловая и Еловка, приурочен к скальным обнажениям онколитовых и строматолитовых известняков и доломитов улунтуйской свиты раннего палеозоя, далее начинается грот шириной 15–20 и высотой 5–10 м (рис. 2, В). Пещерная система, протяженность ходов которой в 2010 г. составила 5700 м,

заложена по серии субпараллельных разломов северо-северо-восточного простирания. Условно ее можно разделить на восточный, западный и центральный участки, где в процессе маршрутных исследований из небольших шурфов и закопшек были отобраны образцы глинистых отложений (см. рис. 2).

В Иркутской области более половины известных пещер содержат сезонные и многолетние льды, при этом именно в Охотничьей были обнаружены так называемые криогенные минералы, образование которых происходит при фазовых переходах воды в лед, когда кристаллизация льда из пресных растворов вызывает их криогенное концентрирование и насыщение солями [2, 3]. В этих же работах сделаны выводы о том, что образование в пещере криогенного минерала икаита (гексагидрат карбоната кальция) вызвано постоянными благоприятными микроклиматическими условиями с околонулевыми температурами, однако в прошлом здесь существовали мощные толщи льда.

Таким образом, объект (глинистые отложения) длительное время испытывал и испытывает криогенные воздействия, в результате которых возможна перестройка микроструктуры. По этой причине для проведения

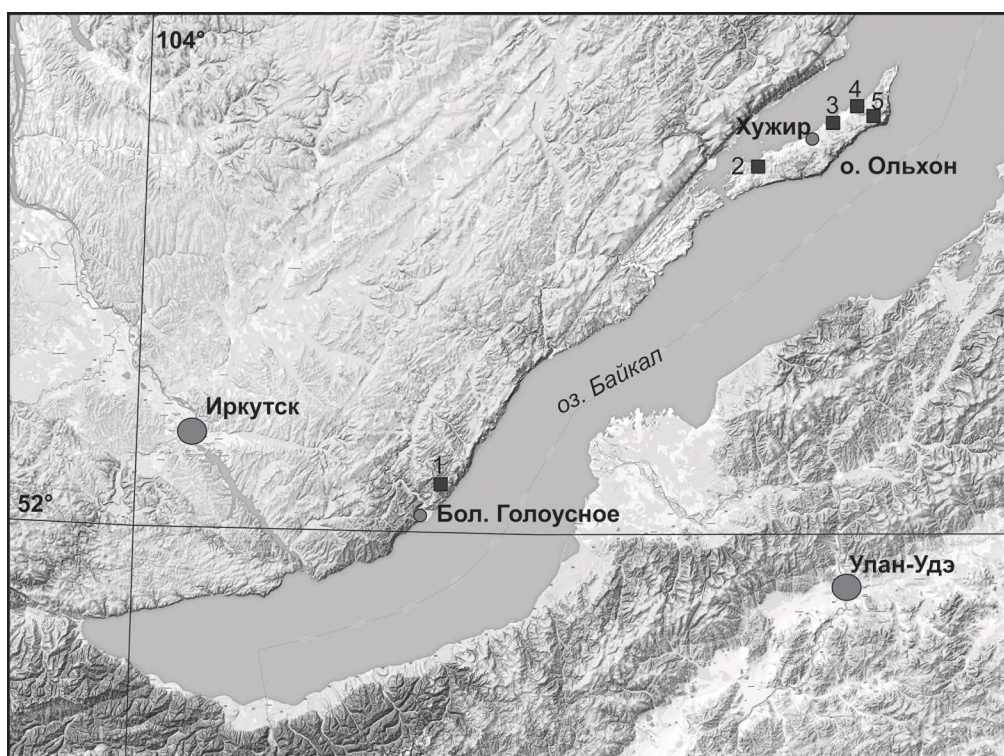


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования:

1 – пещера Охотничья; 2–5 – участки отбора образцов палеоген-неогеновых глин

сравнительного анализа использована информация о микроструктурных параметрах, которые определялись по методу «Микроструктура», разработанному в грунтоведческой группе Аналитического центра Института земной коры СО РАН и основанному на результатах гранулометрического анализа, который выполняется методом пипетки в модификации Н.А.Качинского [7, 8, 13].

Метод «Микроструктура». Идея метода заключается в следующем. Как известно, глинистые отложения – сложные природные образования, состоящие из первичных частиц и агрегатов. Поэтому ряд исследователей выделяют их гранулометрический и микроагрегатный состав (соответственно выполняются гранулометрический и микроагрегатный анализы) [5, 9, 10]. При гранулометрическом анализе определяется предельная дисперсность, микроагрегатном – минимальная (агрегаты не подвергаются разрушению).

Авторы публикации придерживаются точки зрения В.Д.Ломтадзе – гранулометрический состав должен определяться только с помощью гранулометрического анализа. Этот анализ проводится с тремя вариантами подготовки образца – агрегатным (взбалтывание в воде – разрушаются только водонеустойчивые агрегаты), полудисперсным–стандартным (кипячение в аммиаке – происходит частичное разрушение агрегатов) и дисперсным (кипячение с пиррофосфатом натрия – достигается максимальное разрушение агрегатов) [6, 7, 14]. Таким

образом, для каждого образца в таблице данных, полученных при гранулометрическом анализе, имеем три строки результатов о содержании шести фракций (в мм): 1,00–0,25, 0,25–0,05, 0,05–0,01, 0,01–0,002, 0,002–0,001, <0,001. Далее рассчитываются коэффициенты микроагрегатности, представляющие собой разность содержаний фракций, полученных при дисперсной и агрегатной подготовке образца к анализу. Его значения с отрицательным знаком показывают количество агрегатов соответствующей размерности (содержание фракции уменьшается за счет их разрушения), с положительным – содержание фракции в составе агрегатов (при их разрушении частицы меньших размеров освободились и составили «прибавку» соответствующей фракции). Далее ведутся специальные расчеты для получения 28 параметров микроструктуры отложений [14, с. 75].

В зависимости от содержания агрегатов (A , %) определяется тип микроструктуры: $A \leq 10$ – скелетная, $10 < A \leq 25$ – агрегированно-скелетная, $25 < A \leq 40$ – скелетно-агрегированная, $A > 40$ – агрегированная. Для выявления типа структурной модели отложений определяется сумма агрегатов (A_i) и первичных частиц (M_i) соответствующего размера ($A_i + M_i$) и рассчитывается коэффициент элементарности (G), показывающий долю первичных частиц в общей сумме структурных элементов: $G = M_i / (A_i + M_i)$. Тип структурной модели устанавливается по двум позициям – размеру преобладающих

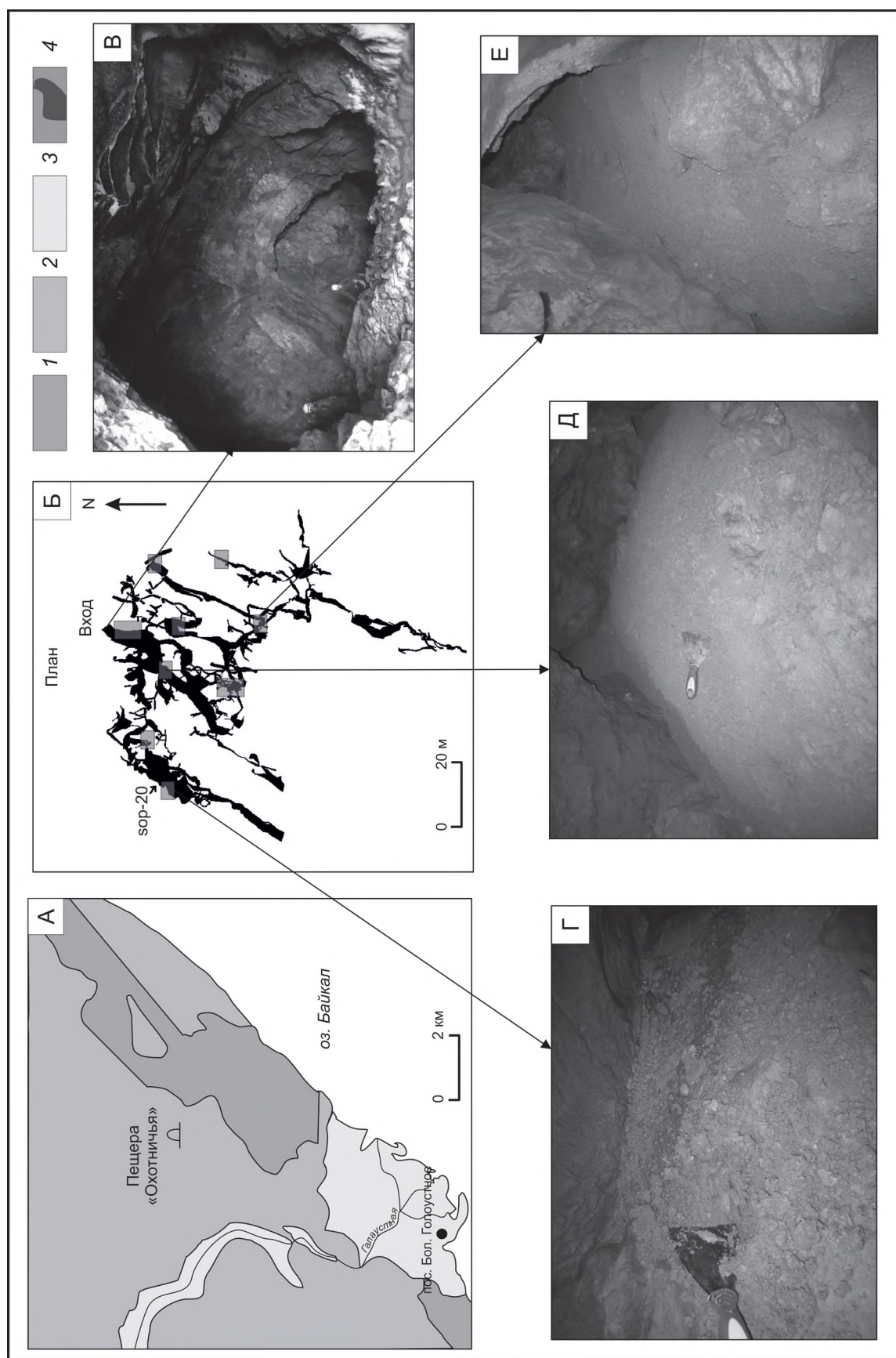


Рис. 2. Пещера Охотничья:

А – схематическая геологическая карта [1]; породы: 1 – магматические, 2 – метаморфические; 3 – современные отложения; 4 – область распространения пещерных образований; Б – система ходов [2]; В – грот, находящийся сразу после входа в пещеру; Г, Д, Е – участки отбора образцов пещерных глинистых отложений

структурных элементов и коэффициенту элементарности. Если $G > 80\%$ (преобладают первичные субъекты), тип модели элементарный; если $G \leq 20\%$ (преобладают агрегаты) – агрегированный; при условии $20 < G \leq 80$ модель, по которой работает объект, является смешанной.

Пещерные глинистые отложения. При визуальном просмотре (использовалась лупа четырехкратного увеличения) эти отложения представляют собой глины красновато-коричневого цвета, пластичные (в увлажненном состоянии), с «кубовидной» макроструктурой (ее можно увидеть на поверхности излома, где, кроме того, отмечаются «рваные» макропоры); встречаются своеобразные «гнезда» сильно выветрелых мелких обломков песчаника.

Для девяти исследованных образцов (1–9) после со-

ответствующих расчетов получена информация о параметрах микроструктуры (табл. 1). Главные особенности – очень большое содержание агрегатов (40,5–88,4%) и полное отсутствие первичных (свободных) тонкоглинистых ($< 0,001$ мм) частиц. На самом деле они находятся в составе агрегатов разных размеров и создают высокую реальную глинистость образцов (46,1–70,7%). Грубоглинистые частицы (0,001–0,002 мм) также принимают участие в формировании агрегатов, но по общему содержанию они резко уступают тонкоглинистому материалу (грубоглинистая фракция находится в «угнетенном состоянии»). Полностью свободными являются песчаные и крупнопылеватые фракции; мелкопылеватые частицы преимущественно первичны, по содержанию мало отличаются от «крупной пыли». Свидетелями агрегированной микроструктуры отложений «служат»

1. Параметры микроструктуры пещерных глинистых отложений

Наименование параметров и их содержание (%)	Образцы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
A	88,4	60,6	70,3	62,6	40,5	61,6	68,5	58,6	56,1
A1	1,1	1,2	1,7	17,9	1,5	3,3	2,0	4,1	0,5
A2	26,3	31,7	36,5	21,3	–	40,5	2,5	9,3	12,5
A3	61,0	16,7	20,6	13,0	23,1	17,8	38,3	31,0	34,8
A4	–	11,0	11,5	10,4	15,9	–	25,7	14,2	8,3
A5	–	–	–	–	–	–	–	–	–
M1	0,5	1,9	2,7	25,1	5,0	6,5	2,0	11,9	6,8
M2	0,1	1,8	8,4	0,3	10,1	13,4	0,6	0,1	0,5
M2-A	–	–	–	–	–	–	–	–	–
M3	4,8	18,6	13,0	2,0	19,1	11,1	0,4	9,7	9,5
M3-A	–	–	–	–	–	–	–	–	–
M4	6,0	16,1	5,2	7,5	19,7	16,4	26,3	17,2	23,3
M4-A	30,1	–	–	–	–	10,6	–	–	–
M5	0,1	0,8	0,3	2,4	5,5	0,9	2,1	2,4	3,7
M5-A	8,6	3,2	8,8	9,4	5,6	13,5	15,8	6,7	5,1
M6	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,7	0,1	0,1	0,1
M6-A	49,7	57,4	61,5	53,2	34,9	37,5	52,7	51,9	51,0
M7	49,8	57,6	61,6	53,3	35,0	38,2	52,8	52,0	51,1
M8	58,5	61,6	70,7	65,1	46,1	52,6	70,7	61,1	59,9
M9	1,4	44,0	30,0	30,8	31,3	6,0	41,5	25,4	29,7
Кгл	41,8	1,4	2,4	2,1	1,5	8,8	1,7	2,4	2,0
M11	92,4	46,9	45,4	20,2	63,1	48,8	54,3	50,0	56,3
F1	100	100	100	100	100	100	100	100	100
F2	100	100	100	100	100	100	100	100	100
F3	100	100	100	100	100	100	100	100	100
F4	17	100	100	100	100	61	100	100	100
F5	1	20	3	20	50	6	12	26	42
F6	0	0	0	0	0	2	0	0	0

Примечание. Здесь и в табл. 3: A – общее количество агрегатов; количество агрегатов различных размеров: A1–A5 – 1,00–0,25, 0,25–0,05, 0,05–0,01, 0,01–0,002, 0,002–0,001 мм; M1–M5 – количество первичных частиц – тех же размеров, M6 – $< 0,001$ мм, M2-A–M6-A – 1,00–0,25, 0,25–0,05, 0,05–0,01, 0,010–0,002, 0,002–0,001, $< 0,001$ мм в составе агрегатов; M7 – общее количество (первичных и в агрегатах) частиц $< 0,001$ мм; M8 – реальная глинистость: общее количество (первичных и в агрегатах) частиц $< 0,002$ мм; M9 – общее содержание грубо- и тонкоглинистых частиц ($< 0,002$ мм) по стандартной гранулометрии; Кгл – коэффициент глинистости (M8/M9); M11 – общее количество крупно- и мелкопылеватых частиц (0,050–0,002 мм) по стандартной гранулометрии; F1–F6 – коэффициенты свободы, представляющие отношение содержания первичных частиц к общему количеству фракции (первичные частицы + те же частицы в составе агрегатов).

2. Результаты статистической обработки данных о параметрах микроструктуры пещерных глинистых отложений ($n=9$)

Статистические показатели	Параметры микроструктуры									
	A	A1	A2	A3	M1	M2	M3	M4	M7	M8
Xcp	63,0	3,7	20,1	28,5	6,9	3,9	9,8	15,3	50,2	57,4
Xmin	40,5	0,5	0,0	13,0	0,5	0,1	0,4	5,2	35,0	38,5
Xmax	88,4	17,9	40,5	61,0	25,1	13,4	19,1	26,3	61,6	70,7
σ	12,81	5,44	14,78	14,93	7,65	5,22	6,62	7,58	8,52	11,04
V, %	20	147	74	52	110	133	68	50	17	19
θ	8,52	3,24	12,44	11,38	5,14	4,47	5,02	6,04	6,10	9,04
Md	61,0	1,7	21,3	23,1	5,0	0,6	9,7	16,4	52,0	59,9

Примечание. Здесь и в табл. 4: Xcp, Xmin, Xmax – среднее, минимальное и максимальное значения; σ – стандартное отклонение; V – коэффициент вариации; θ – среднее отклонение; Md – медиана; n – число образцов.

также значения коэффициента глинистости. Тип структурной модели глинистых образований – преимущественно крупнопылеватый, смешанный. Таким образом, агрегаты в совокупности с первичными частицами создают общую картину микроструктуры отложений при ведущей роли агрегативных форм.

Из числа микроструктурных параметров выбираем десять основных (A, A1, A2, A3, M1, M2, M3, M4, M7, M8 – они присутствуют во всех образцах) и проводим их статистическую обработку (табл. 2).

По содержанию агрегатов (в среднем 63%) исследованные образцы характеризуются агрегированной микроструктурой, при этом преобладают крупнопылеватые (A3) и тонко-мелкопесчаные (A2) разновидности. Среднекрупнопесчаных агрегатов (A1) очень мало, отмечается максимальная изменчивость в их содержании ($V=147\%$). Относительную стабильность агрегированности и реальной глинистости подтверждают минимальные значения их коэффициентов вариации ($V=17\text{--}20\%$). Среди свободных частиц первое место занимают мелко- и крупнопылеватые разновидности с заметной изменчивостью ($V=50\text{--}68\%$).

Итак, стабильные показатели микроструктуры пещерных отложений – количество агрегатов и реальная глинистость. Остальные характеризуются значительным трендом.

Кроме микроструктурных исследований, методом рентгеноструктурного анализа (РСА) определен состав глинистых минералов фракции $<0,001$ мм, находящейся в составе агрегатов. Установлено, что ведущим компонентом является гидрослюда, отмечаются каолинит и хлорит. Сметит встречается в виде следов или небольшой примеси, что подтверждается отсутствием заметного набухания в образцах-настах, которое составляет всего 0,6–1,8%. Отложения по величине числа пластичности относятся в большинстве случаев к суглинкам (14,7–15,3%) при очень высокой реальной глинистости (в среднем 57,8%). Это противоречие связано с «несвободой» фракции $<0,001$ мм. В то же время предел текучести достигает высоких значений (до 48,5%) за счет большого содержания и гидрофильности этой фракции

(по-видимому, ее «несвобода» здесь особого влияния не оказывает). По данным солянокислой вытяжки общее содержание карбонатов в исследованных образцах находится в пределах 13,2–30,5%, преобладает FeCO_3 , очень мало MgCO_3 .

Палеоген-неогеновые глины. При визуальном просмотре образцы представляли собой сухие, очень прочные (можно разбить только молотком) глины серого цвета (во влажном состоянии они имеют голубоватый оттенок), видны «гнезда» песчаного материала; макроструктура раковистая (никаких «кубиков» на поверхности излома нет, но много «рваных» макропор). Для восьми образцов (10–17) получены параметры микроструктуры (табл. 3); по десяти основным параметрам проведена статистическая обработка результатов (табл. 4).

При сравнении данных, полученных для двух объектов, установлено следующее. Палеоген-неогеновые глины по степени агрегированности, величине реальной глинистости и «несвободе» тонкоглинистого материала (эти частицы полностью находятся в составе агрегатов – коэффициент их свободы равен нулю) аналогичны пещерным глинистым образованиям. Кроме того, среди минералов фракции $<0,001$ мм этих глин также господствуют гидрослюда, отмечаются те же повышенные значения предела текучести (до 69,2%) и заниженные – числа пластичности (10,2–15,3). При исследовании образцов глины с глубины 10 м с помощью растрового электронного микроскопа [16] были обнаружены микродислокации (микротечения), связанные с криогенными воздействиями (рис. 3).

Можно предположить, что криогенный фактор, который формировал особые криогенные минералы в пещере [3], привел одновременно к перестройке микроструктуры пещерных отложений за счет агрегирования тонкоглинистых фракций.

Другая «история» произошла с палеоген-неогеновыми глинами, которые по количеству агрегатов и другим признакам оказались близки к «пещерному продукту». Озерно-болотные комплексы этих глин пережили смену типа литогенеза – формировались в условиях теплого гумидного климата (халагайская свита –

Pg₃³–N₂¹), но в плейстоцене (Q₂–Q₃) оказались в перигляциальной зоне, появилась многолетняя мерзлота, которая неоднократно деградировала. В результате этих криогенных воздействий в глинах произошло вторич-

ное агрегирование за счет первичного тонкоглинистого материала. Таким образом, в обоих рассмотренных случаях агрегаты являются эпигенетическими и своим «рождением» обязаны криогенным воздействиям.

3. Параметры микроструктуры палеоген-неогеновых глин

Наименование параметров и их содержание (%)	Образцы							
	10	11	12	13	14	15	16	17
A	91,2	59,5	57,5	86,6	89,5	78,6	85,9	84,2
A1	0,2	0,9	1,6	1,3	0,6	2,8	0,8	0,6
A2	21,3	24,1	37,1	44,4	51,7	41,1	34,9	32,3
A3	21,9	29,5	18,9	24,3	34,0	17,9	24,7	39,8
A4	47,8	5,0	–	16,3	3,2	14,7	25,5	11,5
A5	–	–	–	0,3	–	2,1	–	–
M1	0,2	0,3	7,6	0,1	1,4	0,1	0,2	1,0
M2	2,7	0,5	8,6	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
M2-A	–	–	–	–	–	–	–	–
M3	2,8	15,6	16,8	3,7	0,2	4,3	5,6	1,2
M3-A	–	–	–	–	–	–	–	–
M4	2,9	22,4	6,9	9,3	8,2	16,3	8,0	13,3
M4-A	–	–	5,3	–	–	–	–	–
M5	0,1	1,6	2,1	0,1	0,5	0,3	0,1	0,1
M5-A	4,9	7,5	6,4	–	–	–	0,5	0,1
M6	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
M6-A	86,3	52,0	45,9	86,6	89,5	78,6	85,4	84,1
M7	86,4	52,1	46,3	86,7	89,5	78,8	85,5	84,2
M8	91,4	61,2	54,8	86,8	90,1	79,1	86,1	84,4
M9	29,6	18,4	24,8	28,8	37,4	32,0	24,4	44,7
Кгл	3,1	3,3	2,2	3,0	2,4	2,5	3,5	1,9
M11	48,7	63,7	50,7	59,0	54,7	60,0	66,4	46,9
F1	100	100	100	100	100	100	100	100
F2	100	100	100	100	100	100	100	100
F3	100	100	100	100	100	100	100	100
F4	100	100	57	100	100	100	100	100
F5	2	18	25	100	100	100	17	50
F6	0	0	1	0	0	0	0	0

4. Результаты статистической обработки данных о параметрах микроструктуры палеоген-неогеновых глин (n=8)

Статистические показатели	Параметры микроструктуры									
	A	A1	A2	A3	M1	M2	M3	M4	M7	M8
Xcp	79,1	1,0	35,9	26,4	1,4	1,6	6,3	10,9	76,2	79,2
Xmin	57,6	0,1	21,3	18,9	0,1	0,1	0,2	2,9	46,3	54,8
Xmax	91,2	2,8	51,7	39,8	7,6	8,6	16,8	22,4	89,6	91,4
σ	13,25	0,89	10,12	7,59	2,27	2,99	6,36	6,16	17,01	13,73
V, %	17	89	28	29	190	193	101	56	22	17
θ	10,43	0,68	7,71	6,04	1,57	2,05	4,96	4,82	13,50	10,65
Md	85,1	0,7	36,0	24,5	0,3	0,2	4,0	8,8	84,9	85,3

Полученные материалы и выполненный сравнительный анализ двух объектов подтверждают предположение о криогенной вторичной природе крупнопылеватых агрегатов в лёссовых отложениях ангарских террас (dQ_3^3) [11, 14]. Еще Н.И.Кригер в своей знаменитой монографии «Лёсс, его свойства и связь с географической средой» [4] задавал вопрос о природе агрегатов. Отметим, что как в пещерных глинистых отложениях, так и палеоген-неогеновых глинах установлено значительно большее содержание агрегатов (63–79%) по сравнению с лёссовыми отложениями из районов Иркутска (22 %), Приморья (38 %), Монголии (24 %). Кроме того, в лёссовых отложениях реальная глинистость меньше, при этом коэффициент свободы тонкоглинистой фракции достигает 8–52% [14]. Почему? Вероятнее всего, главную роль здесь играет количество тонкоглинистых частиц, которых было очень много при формировании озерно-болотных комплексов халагуйской свиты и пещерных накоплений. Эти частицы при криогенных воздействиях и явились главным строительным материалом для огромного количества агрегатов.

Графический сравнительный анализ параметров микроструктуры и группирование объектов. При графических построениях общая выборка равнялась 17 образцам (1–9 – пещерные образования, 10–17 – глины).

По графику распределения агрегатов и их разновидностей (рис. 4, А) можно установить общие особенности исследованных объектов, к числу которых относятся ничтожное количество средне-крупнопесчаных разновидностей (А1) и относительно стабильное содержание крупнопылеватых (А3). Глины отличаются повышенным содержанием агрегатов (А), в том числе тонко-мелкопесчаных (А2).

График распределения первичных (свободных) частиц имеет пилообразный вид (см. рис. 4, Б), что подтверждается высокими значениями коэффициентов вариации. Заметно преобладание мелкопылеватых первичных частиц (М4) над крупнопылевыми (М3) как для пещерных образований, так и для глин. Характер распределения значений реальной глинистости (М7, М8) показывает ее увеличение в глинах. Для пещерных отложений отмечаются «пики» и «провалы» по указанным параметрам.

Группирование (кластеризация) исследованных образцов выполнено с помощью программы «Кластер-анализ Q-типа», установленной на персональном компьютере в Excel [12]. Группирование проводилось по той же общей выборке, включающей 17 образцов.

Результаты представлены в виде графиков-дендрограмм, на которых объекты группируются по степени сходства между ними относительно анализируемых признаков: по горизонтали указывается «евклидово расстояние» (от 0 до +1), при увеличении которого мера близости между объектами снижается, по вертикали – порядковые номера образцов.

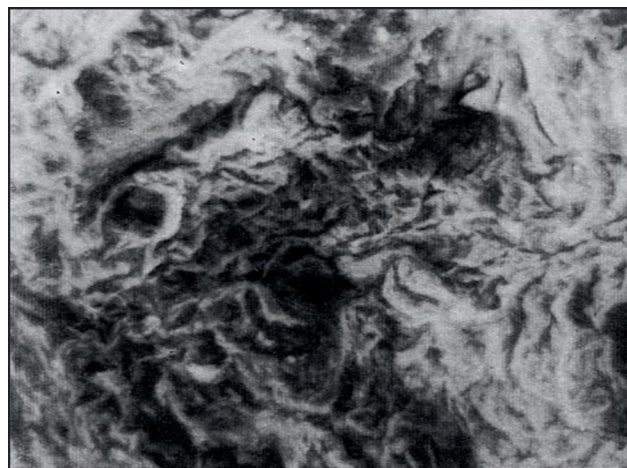


Рис. 3. Микродислокации (микротечения) в глин при криогенных воздействиях ($\times 600$):

о. Ольхон, скв. С-6, глубина 10 м

Первый график построен по четырем компонентам – это общее содержание агрегатов (А) и их разновидностей по размерам (А1, А2, А3) (рис. 5, А). Произошло четкое выделение образцов палеоген-неогеновых глин (вторая группа) и менее четкое – пещерных отложений (первая и третья группы, куда попали два образца глин).

При построении второй дендрограммы использованы шесть параметров микроструктуры – количество первичных частиц различных размеров (М1, М2, М3, М4) и значения реальной глинистости (М7, М8) (см. рис. 5, Б). Образцы разделились на две группы. Первая содержит пары, которые являются представителями пещерных отложений и глин, что доказывает их близость по указанным микроструктурным параметрам, остальные образцы относятся к «пещерному продукту». Вторая группа включает только образцы глин. Поскольку связи между группами слабые (0,7), то можно сделать вывод о том, что для исследованных объектов имеются различия по содержанию первичных частиц и величине реальной глинистости.

Результаты кластеризации показали возможности микроструктурных параметров при проведении сравнительного анализа различных объектов.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. При изучении глинистых отложений пещеры Охотничья впервые использован метод «Микроструктура», с помощью которого получена информация о содержании микроструктурных параметров, на основании которой к числу специфических признаков отнесены очень большое содержание агрегатов, полное отсутствие первичных (свободных) тонкоглинистых частиц и высокая реальная глинистость.

2. Палеоген-неогеновые глины, выбранные в качестве «наземного» объекта для сравнительного анализа,

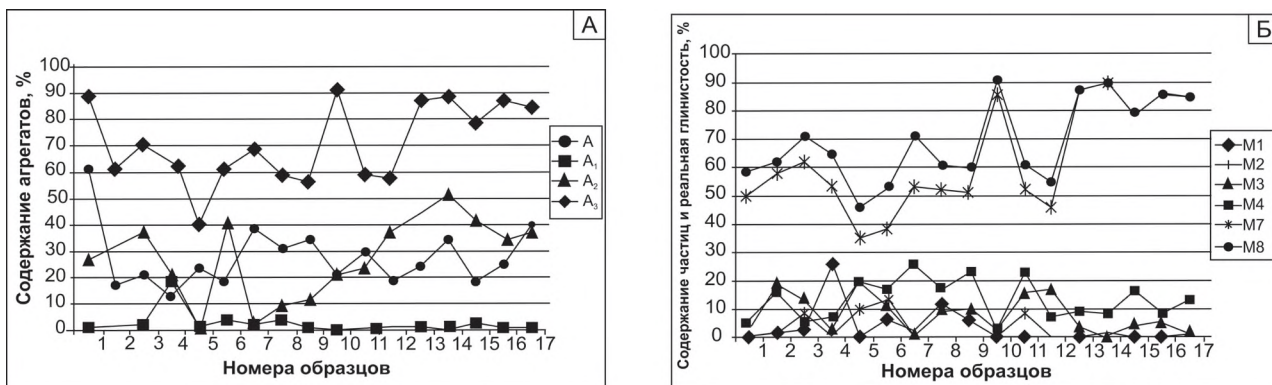


Рис. 4. Распределение параметров микроструктуры:

А – агрегаты и их разновидности; Б – первичные частицы и значения реальной глинистости; образцы 1–9 – пещерные глинистые отложения и 10–17 – палеоген-неогеновые глины

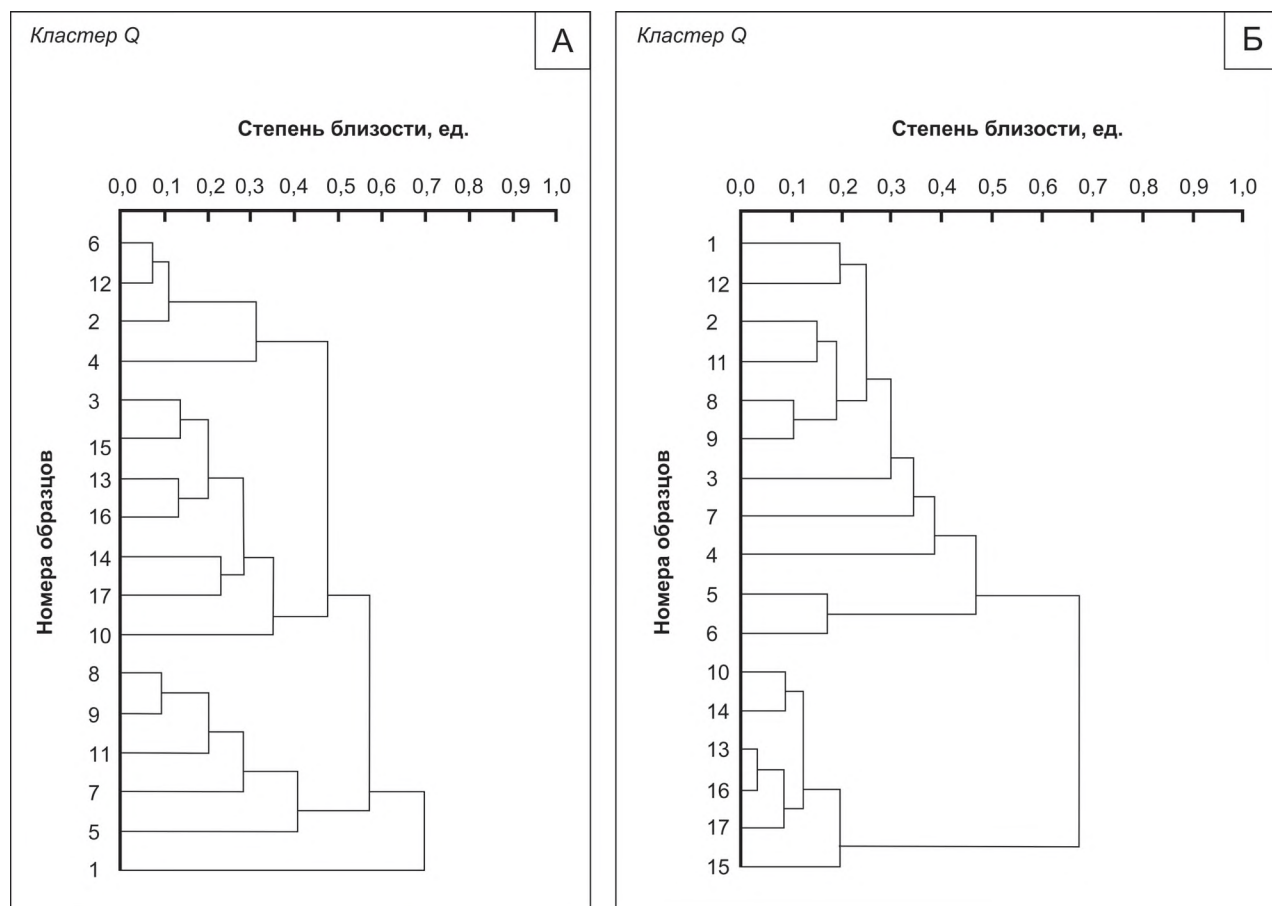


Рис. 5. Группирование образцов:

А – по содержанию агрегатов и их разновидностей; Б – то же по содержанию первичных частиц и значениям реальной глинистости; образцы 1–9 – пещерные глинистые отложения и 10–17 – палеоген-неогеновые глины

оказались аналогичны пещерным образованиям не только по параметрам микроструктуры, но и составу глинистых минералов, характерных для холодных климатических условий (это гидрослюды), кроме того, в глине имеются следы криогенных микродеформаций (микротечений).

3. Криогенные минералы, обнаруженные в пещере Охотничья [2, 3], можно рассматривать как своеобразный аналог «криогенных агрегатов», образовавшихся в глинистых отложениях в процессе перестройки их микроструктуры в условиях околонулевых и более низких температур, господствующих в указанной пещере длительное время.

4. Если пещерные глинистые образования пережили перестройку микроструктуры при постоянных криогенных воздействиях, то палеоген-неогеновые глины аналогичную перестройку испытали при смене типов литогенеза – от теплого гумидного на стадии седиментогенеза до холодного семиаридного в постдиагенетическую стадию развития в плейстоцене.

5. Криогенные воздействия на глинистые отложения пещеры Охотничья и глины халагайской свиты о. Ольхон привели к формированию значительного количества агрегатов, преимущественно крупнопылеватых (0,05–0,01 мм), за счет тонкоглинистых частиц (<0,001 мм). Аналогичные процессы происходили в лёссовых покровах ангарских террас (dQ_3^3), при этом общее количество агрегатов там было в 3–4 раза меньше, поскольку не хватало строительного материала – тонкоглинистых фракций.

6. Графические методы представляют наглядное дополнение к сравнительному анализу микроструктурных параметров двух объектов, в том числе позволяют провести группирование исследованных образцов, подтверждающее их сходство и различие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аносов В.С., Мац В.Д.* Геологическая карта масштаба 1:200 000. Прибайкальская серия. N–48–XXXIV. – М., 1965.
2. *Базарова Е.П., Гутарева О.С., Кононов А.М.* и др. Минералы пещеры Охотничья (Байкальский регион, Иркутская область) // *Спелеология и карстология*. 2011. № 7. С. 5–14.
3. *Базарова Е.П., Кононов А.М., Гутарева О.С., Нартова Н.В.* Особенности криогенных минеральных образований пещеры Охотничья в Прибайкалье (Иркутская область) // *Криосфера Земли*. 2014. № 3. С. 67–76.
4. *Кригер Н.И.* Лёсс, его свойства и связь с географической средой. – М.: Наука, 1965.
5. *Лабораторные работы по грунтоведению*. Учебное пособие / Под ред. В.Т.Трофимова и В.А.Королева. – М.: Высшая школа, 2008.
6. *Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. – Л.: Недра, 1970.
7. *Ломтадзе В.Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. – Л.: Недра, 1990.
8. *Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород*. Т. 1. / Под ред. Е.М.Сергеева и др. – М.: Изд-во МГУ, 1984.
9. *Морозов С.С.* Изменения в составе и свойствах лёссовых пород в зависимости от нахождения в различных природных зонах // *Вестник МГУ. Сер. геология*. 1962. № 4. С. 13–24.
10. *Морозов С.С.* Материалы по региональному грунтоведению. – М.: Изд-во МГУ, 1964.
11. *Ряценко Т.Г.* Версии формирования просадочности лёссовых пород Приангарья и Забайкалья // *Инженерная геология массивов лёссовых пород*. Тр. Междунар. конф. – М.: Изд-во МГУ, 2004. С. 66–67.
12. *Ряценко Т.Г.* Микроструктура и свойства дисперсных грунтов (опыт применения кластерного анализа) // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 2013. № 3. С. 39–45.
13. *Ряценко Т.Г.* Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010.
14. *Ряценко Т.Г., Акулова В.В., Ухова Н.Н.* и др. Лёссовые грунты Монголо-Сибирского региона. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014.
15. *Ряценко Т.Г., Вашестюк Ю.В.* Сравнительный анализ параметров микроструктуры глинистых и лёссовых грунтов (программа «Стандартная статистика») // *Вестник ИрГТУ*. 2011. № 9. С. 64–72.
16. *Ряценко Т.Г., Данилова Т.Ф., Нетесова Г.Е.* и др. Инженерно-геологическая оценка мезозойско-кайнозойских отложений (Восточная Сибирь и Монголия). – Новосибирск: ВО Наука, Сибирская издательская фирма, 1992.
17. *Филиппов А.Г.* Пещеры Иркутской области // *Пещеры. Итоги исследований*. Межвузовский сб. научн. трудов. Вып. 23–24. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1993. С. 71–83.

Геолого-геохимические критерии прогнозирования медно-порфировых и сопряженных руд в Пенжинско-Анадырской металлогенической зоне, Чукотский АО

В.Е.ВАСЮКОВ, А.В.АНДРЕЕВ, О.В.АВИЛОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Приведены геологическая и геохимическая характеристика потенциально рудных полей Пенжинско-Анадырской металлогенической зоны, соответствующих медно-порфировым системам. Комплексный анализ геологических и геохимических данных в форме критериальных геохимических моделей позволяет выделить перспективные на медно-порфировое оруденение потенциальные рудные поля, в их пределах локализовать ядерные части, отвечающие потенциальным месторождениям и оценить глубину их эрозионного среза. Показана высокая информативность статистической обработки геохимических данных литохимических методов поисков по вторичным ореолам рассеяния в условиях слабой обнаженности Юго-Западной Чукотки для прогнозирования и предварительной оценки перспективности площадей на выявление промышленного медно-порфирового оруденения.

Ключевые слова: медно-порфировое оруденение, потенциальные рудные поля, потенциальные месторождения, аномальные геохимические поля, геохимические модели, прогнозно-поисковые модели, Чукотский АО.

Васюков Владислав Евгеньевич, vasyukov@tsnigri.ru

Андреев Антон Вадимович, aandreev@tsnigri.ru

Авилова Ольга Владимировна, avilova@tsnigri.ru

Geological and geochemical predictive criteria of porphyry copper and related mineralization in the Penzhina-Anadyr metallogenic zone, Chukhi Autonomous District

V.E.VASYUKOV, A.V.ANDREEV, O.V.AVILOVA

The paper presents geological and geochemical features of potentially productive structures corresponding to the porphyry copper systems of the Penzhina-Anadyr metallogenic zone. Multivariate analysis of geological and geochemical data presented as criteria-based models enables delineation of potential Cu-porphyry ore fields and, further, their core parts as potential deposits, and evaluate their erosion level. High efficiency of statistical treatment of the soil sampling data as a prospecting and preliminary evaluation tool is demonstrated for poorly exposed territories of SW Chukchi Peninsula promising for Cu-porphyries.

Key words: Cu-porphyry, potential ore field, potential ore deposit, anomalous geochemical field, geochemical model, exploration model, Chukchi Autonomous District.

Основой современных геолого-поисковых работ являются прогнозно-поисковые модели различных металлогенических таксонов: провинций, зон, рудных районов, рудных полей и собственно месторождений [6, 7 и др.]. Такие модели включают комплекс прогнозно-поисковых критериев и признаков: формационных, структурных, формационно-петрологических, метасоматических, геохимических, минералогических, геофизических, морфологических и др.

Потенциальные рудные поля (ПРП) эквивалентны медно-порфировым системам, представляющим внутренние (центральные) части крупномасштабных рудно-магматических систем (РМС) «порфирового» типа – потенциальных рудных районов. Для внешних (верхних) частей РМС характерны стратойдные, жильные и штокверковые проявления медно-мышьяковых, золотых, золото-серебряных, жильно-полиметаллических и других руд [2 и др.].

В 2009–2012 гг. ФГУП ЦНИГРИ (г. Москва) и ОАО «Гео-регион» (г. Анадырь) за счет средств федерального бюджета проводили поисковые работы на медно-порфировые

и сопряженные руды в пределах Пенжинско-Анадырской металлогенической зоны Охотско-Чукотского и Оклано-Пенжинского вулканоплутонических поясов (ВПП) (Чукотский АО). Работы велись на Убиенкинской, Ольховской и Серовской площадях, сменяющих одна другую в юго-западном направлении и отражающих основные региональные структуры территории (рис. 1). Комплекс работ включал: специализированные геологические и геолого-поисковые маршруты масштабов 1:50 000, 1:25 000, 1:10 000–1:5 000; литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000 по площадям потенциальных рудных районов и масштабов 1:25 000–1:10 000 по потенциальным рудным полям; наземные геофизические работы (магниторазведка, электроразведка и гаммаспектрометрия) масштабов 1:25 000–1:10 000 в пределах ПРП; проходку канав и бурение керновых скважин на поисковых участках.

В орографическом отношении площади локализованы в пределах Щучьего хребта с абсолютной высотой до 1000 м и выше. Рельеф среднегорный, характеризуется узкими гребневидными водоразделами с кру-

тыми прямыми склонами, а также выровненными водораздельными пространствами в сочетании с выпуклыми склонами. Относительные превышения рельефа достигают 400–700 м.

Интрузивные образования Охотско-Чукотского ВПП на данных площадях представлены крупными поздне-меловыми сложнопостроенными полифазными массивами кавральянского комплекса, породы которых отнесены нами к габбро-диорит-гранодиоритовой формации с монцитонитовидным уклоном. Интрузивы Оклано-Пенжинского ВПП представлены палеоценовыми габбро-диорит-кварцевой и диорит-тоналит-плаггиогранитовой формациями ракетного комплекса, формирующими небольшие по размерам штоки и дайки. Положение указанных площадей в региональных геологических структурах, а также подробное описание имеющих медно-порфировых и золотополисульфидных рудопоявлений изложено в работах [1, 11].

Убиенкинская и Ольховская площади (465 км²) (см. рис. 1, А) расположены в верховьях рек Кавральянская и Ольховка. Вулканогенные образования имеют слабонаклонное падение и прорываются гранитоидами кавральянского комплекса, слагающими Ольховский и Левокавральянский массивы и многочисленные мелкие тела. В меньшей степени развиты штоки и дайки ракетного комплекса, обнаруженные только в пределах северной (Убиенкинской) части территории.

Метасоматические преобразования на площадях представлены зонами и полями пропилитизации, биотитизации, окварцевания, аргиллизации, карбонатизации, реже грейзенизации и калишпатизации пород с кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, телами кварцевых, кварц-турмалиновых брекчий, вторичных кварцитов и пропилитов, а также штокверками прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации.

Комплексом геологических исследований на данной территории обнаружены признаки крупной РМС медно-порфирового типа с комплексной металлогенией, центральная часть которой соответствует Ольховской вулкано(интрузивно-)купольной структуре. В пределах РМС, приуроченной к Ныгчеквеевскому приразломному грабену, выделено четыре ПРП: Ракетное, Резное, Ольховское и Правоубиенкинское. Во внешней части, в пределах Косогорнской вулканической просадки – два ПРП: Горное и Ракетное [1].

Горное ПРП площадью 34,1 км² приурочено к обрамлению западной части Косогорненской вулканоструктуры. Оно локализовано в зоне сочленения этой вулканоструктуры с Лево-Кавральянским интрузивным массивом кавральянского комплекса. Размещение площадных пропилитовых и линейных карбонатсодержащих кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и серицит-хлоритовых метасоматитов надинтрузивной зоны контролируется разноориентированными разрывными нарушениями. В северо-восточной части рудного поля установлено обширное поле апоэффузивных

кварцитов, приуроченное к жерловым фациям Косогорненского палеовулкана.

В пределах ПРП известны многочисленные пункты минерализации золота, серебра, меди, свинца, цинка, молибдена. Они сосредоточены в кварцевых, кварц-турмалиновых, кварц-карбонатных и адуляр-кварцевых жилах с полисульфидами, а также линейных зонах штокверкового окварцевания (вплоть до кварцевых брекчий) и сопровождаются шлиховыми ореолами золота. На наиболее крупных Горном и Косогорненском проявлениях золотосульфидных руд в прошлом веке были проведены поисковые работы с проходкой канав и опробованием на золото и серебро. Максимальное содержание Au по канавам достигает 53 г/т, Ag – 741 г/т. Штуфное опробование показало содержания (в г/т): Au до 73, Ag до 1000, Cu до 6000.

Ракетное ПРП охватывает площадь 26,0 км². Центральным элементом строения ПРП является комплекс даек и штоков кавральянского и ракетного интрузивных комплексов, развитых среди вулканитов Оклано-Пенжинского ВПП. Вмещающие породы в экзоконтактовых зонах интрузивных массивов интенсивно ороговикованы и гидротермально изменены – серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы, биотитизированы. В северо-восточной части ПРП установлены элементы метасоматической зональности, характерной для медно-порфировых объектов: площадная эпидотизация по мере приближения к выходам порфировых интрузивных пород сменяется сначала зоной пропилитизации, затем филлизитовой зоной (серицитизированных, хлоритизированных и окварцованных пород), и, наконец, биотитовой. Вкрапленная и прожилково-жилная магнетитовая и сульфидная минерализация локализована в двух последних из названных зон.

Две зоны штокверковой медной минерализации, развитые в северо-восточной части ПРП (халькопирит, борнит, а также малахит, азурит и ковеллин в зоне окисления), вероятно, составляют единую минерализованную зону северо-восточного простираения с крутым падением, протяженностью до 1800 м мощностью до 800 м. Отмечается пространственная сопряженность обогащенных халькопиритом участков с зоной интенсивной биотитизации вулканитов. По материалам ограниченного объема поисковых работ (718 пог. м канав и 2784 пог. м скважин) прогнозные ресурсы меди категории Р₂₂, оконтуренные по бортовому содержанию 0,1% до глубины 300 м, составляют: руды – 607 млн. т, меди – 971 тыс. т при среднем содержании Cu 0,16%.

Резное ПРП (34,8 км²) примыкает с юго-востока к южной части Левокавральянского интрузива и сложено преимущественно вулканитами, перекрывающими, по данным региональных геофизических работ, Ольховский интрузивный массив. На поверхности обнаружены отдельные проявления кварцевых жил с медной и золото-серебро-полиметаллической минерализацией.

Ольховское ПРП (47,5 км²) приурочено к выведенному

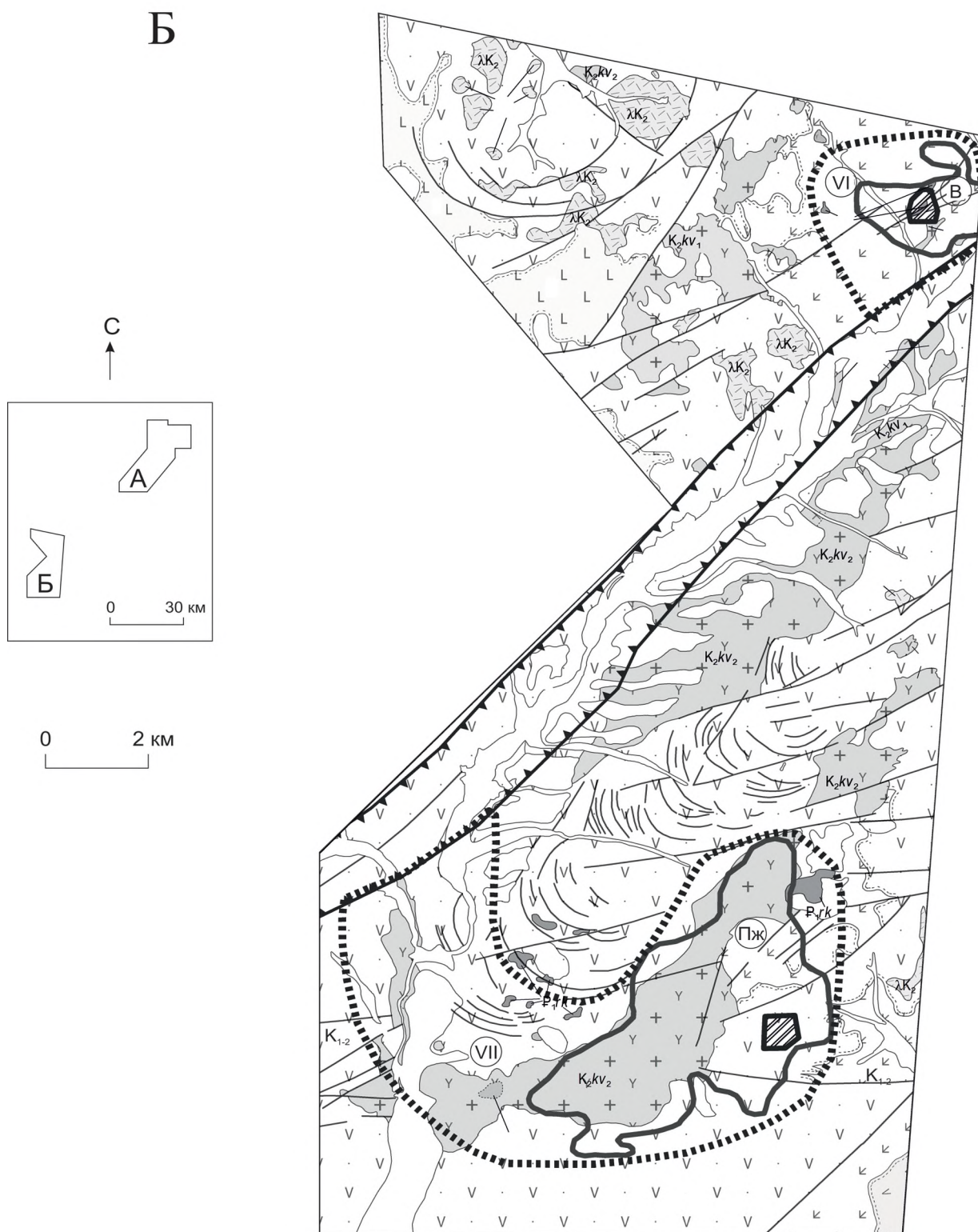
A



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ольховско-Убиенкинской (А) и Серовской площадей (Б):

1 – четвертичные отложения; 2 – платобазальтовая формация (Р); образования Оклано-Пенжинского ВПП; 3 – рудоносная габбро-диорит-гранодиоритовая формация с монзонитоидным уклоном (кавралянский комплекс) Охотско-Чукотского ВПП; 5 – третья риты, монцодиориты (K_2kv_1); 8 – субвулканические тела (λK_2); 9 – вулканиты (K_{1-2}); 10 – вулканогенные образования Удско-Мургалы границы зоны Анадырского глубинного разлома; 13 – отдельные разрывные нарушения; 14 – контуры ПРП (I – Горное, II – геохимического поля (АГХП); К – Косогорненское, Г – Горное, Рк – Ракетное, Рз – Резное, О – Ольховское, Пу – Правуюбиенкинское,

Б



диорит-тоналит-плагиогранитовая формация, ракетный комплекс (P_1rk); 4 – вулканогенные образования (K_2-P_1); рудоносная габбро-фаза, гранодиорит-порфиры (K_2kv_3), 6 – вторая фаза, кварцевые монцодиориты, гранодиориты (K_2kv_2), 7 – первая фаза, габбро, диоского ВПП (K_1); 11 – геологические границы: согласного залегания и интрузивные контакты (а) и несогласного залегания (б); 12 – Ракетное, III – Резное, IV – Ольховское, V – Правобуиенкинское, VI – Веткинское, VII – Пожарское); 15 – контуры аномального В – Веткинское, Пж – Пожарское; 16 – контуры ядерных частей АГХП

на поверхность слабоэродированному блоку Ольховского интрузивного массива кавральянского комплекса, прорывающего вулканогенно-осадочные породы Охотско-Чукотского ВПП. Массив представлен интрузивными породами пестрого состава (габбро, диориты, кварцевые диориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты). Ольховское ПРП отделено от смежных рудных полей разломами северо-западного простирания.

На площади ПРП установлены признаки наличия медно-порфирового оруденения, к которым относятся: слабоэродированные штоки рудоносных гранодиорит-порфиров; разрывные нарушения северо-восточного простирания, контролирующие внедрение рудоносных порфировых фаз; проявления прожилково-вкрапленной молибденит-пирит-халькопиритовой минерализации с промышленными или близкими к ним содержаниями Cu; пункты минерализации меди, золота, серебра, свинца; зоны кварц-серицитовых, пропилитовых, биотитовых изменений и зонально-построенный рудно-метасоматический ореол, характерный для медно-порфировых месторождений.

Рудопроявление Ольховка размещено в северной части Ольховского массива. Установлено, что рудоносными являются гранодиорит-порфиры повышенной калиевоности – поздние дифференциаты, завершающие становление габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Поисковыми канавами и скважинами до глубины >200 м вскрыта прожилково-вкрапленная меднорудная минерализованная зона (Cu 0,3–1,0%) шириной около 200 м. По простиранию зона не прослежена, однако, по геофизическим данным, ее протяженность может составлять около 1200 м. Апробированные прогнозные ресурсы меди выявленной рудной зоны рудопроявления Ольховка составляют 500 тыс. т категории P_2 .

Правобуиенкинское ПРП (28,1 км²) сложено вулканитами Охотско-Чукотского ВПП, которые почти полностью перекрывают Ольховский интрузивный массив, предполагаемый на глубине по данным геофизических работ. Известные пункты минерализации меди, золота, серебра, полиметаллов, возможно, маркируют верхние части медно-порфировой системы.

Серовская площадь (330 км²) (см. рис. 1, Б) охватывает верховья рек Баранья и Правый Халанкин. Стратифицированные образования, распространенные в ее пределах, представлены меловыми слабодислоцированными вулканогенно-осадочными и вулканогенными толщами Удско-Мургалского и Охотско-Чукотского ВПП. Широко развиты выходы кавральянского комплекса, самый крупный из которых – Серовский, сложенный преимущественно гранодиоритами и кварцевыми монцодиоритами второй фазы внедрения, – расположен в южной части площади. Реже встречаются небольшие по площади штоки и дайки кварцевых диоритов, тоналитов и тоналит-порфиров ракетного комплекса.

Большая часть площади находится в пределах Ныг-

чеквеемского приразломного грабена, лишь северная часть – в пределах Щучьего горста, а крайняя северо-западная – на территории Верхне-Анадырского вулканотектонического прогиба. Главной рудоконтролирующей структурой площади является Анадырский глубинный разлом, ограничивающий с северо-запада Серовскую интрузивно-эффузивную вулканоструктуру и разделяющий Щучий горст и Ныгчеквеемский грабен.

Комплексом геологических исследований на территории площади выявлено два ПРП: Веткинское и Пожарское.

Веткинское ПРП ($\geq 12,7$ км²), расположенное в верховьях р. Левая Баранья, сложено преимущественно вулканогенными отложениями Оклано-Пенжинского ВПП, которые в центральной части прорываются штоками гранодиоритов и дайками гранит-порфиров кавральянского комплекса, а также небольшими штоками и дайками диоритов и тоналитов ракетного комплекса. Вмещающие вулканиты несут следы ороговикования в зонах мощностью в первые десятки метров. На тела гранодиоритов наложена площадная сульфидизация и минерализованные зоны брекчирования площадью 0,1–0,2 км², в которых среди рудных минералов присутствуют пирит, халькопирит, молибденит, малахит. В сколовых пробах выявлены содержания Cu до 6000 г/т. Вмещающие породы на контакте с телами гранодиоритов интенсивно окварцованы (до вторичных кварцитов) и содержат тонкорассеянную вкрапленность пирита (до 5%). Во вторичных кварцитах эпизодически отмечается редкая вкрапленность халькопирита и примазки медной зелени. Гипсометрически выше зоны окварцевания расположена зона аргиллизации вмещающих пород. Пропилитизация в пределах ПРП развита практически повсеместно.

Пожарское ПРП (63,5 км²) приурочено к южной части Серовской интрузивно-эффузивной структуры. Центральная часть сложена вулканитами Охотско-Чукотского ВПП, прорванными диоритами, гранодиоритами и кварцевыми монцодиоритами кавральянского комплекса. Разноориентированные палеогеновые дайки среднего, кислого и основного составов секут более древние образования. Площадные гидротермально-метасоматические изменения представлены вторичными кварцитами, линейными зонами аргиллизации, в контактовых зонах Серовского массива наблюдается биотитизация. Для экзоконтактов Серовского интрузивного массива характерны широкие зоны преимущественно пиритовой сульфидизации. В юго-восточной части поля содержания пирита максимальны – до 50% от объема породы. Также повсеместно развита магнетитовая минерализация, образующая густую вкрапленность, реже прожилки и линзы в вулканитах. В некоторых случаях магнетит ассоциирует с пиритом, реже с халькопиритом. Штуфным опробованием выявлены содержания Cu до 1000 и Mo до 3000 г/т.

Таким образом, в пределах установленных ПРП, перспективы обнаружения комплексных РМС опреде-

ляются следующими факторами: 1) благоприятной геоструктурной обстановкой – сочленением магматогенных поднятий с вулканотектоническими депрессиями; 2) широким развитием вулканогенных и плутоногенных образований потенциально продуктивных ассоциаций Охотско-Чукотского (габбро-диорит-гранодиоритовая с монцитонитовым уклоном кавральская формация) и (или) Оклано-Пенжинского ВПП (габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовая ракетная формация); 3) наличием обширных полей гидротермально-измененных пород, приуроченных к эндо- и экзоконтактовым зонам многофазных интрузивов рудоносных плутоногенных формаций и «порфировым» штокам, завершающим их становление; 4) существованием многочисленных медных, молибденовых, золотых, золотосеребряных и золотополисульфидных проявлений и пунктов минерализации; 5) присутствием вторичных ореолов рассеяния Cu и сопутствующих элементов, а также, по данным предшественников, шлиховых ореолов золота, шеелита, киновари; 6) присутствием благоприятных магнитометрических, гравиметрических и электроразведочных аномалий по данным региональных работ разных лет.

Вместе с тем, рассматриваемые площади характеризуются очень неравномерной и в целом слабой степенью обнаженности. И если на юге Серовской площади реки и ручьи формируют каньонообразные врезы с протяженными, до сотен метров, обнажениями, то для Ольховской и Убиенкинской площадей характерно широкое развитие элювиально-делювиальных отложений с редкими (<5% территории) выходами коренных пород. Это обстоятельство существенно осложняет геологическое картирование, не позволяет получить картину распределения в коренных породах основных рудных элементов и, как следствие, затрудняет «разбраковку» ПРП и локализацию перспективных площадей до поисковых участков. В результате этого важную роль приобретают литохимические методы поисков по вторичным ореолам рассеяния. Их информативность обусловлена ограниченным развитием дальнеприносных (аллювиальных, ледниковых и пр.) отложений и в целом слабыми химическими изменениями опробуемого материала (активная горная денудация в сочетании с субарктическим климатом) на территории работ.

В настоящее время прогнозирование полезных ископаемых с помощью комплекса геохимических и геологических данных успешно осуществляется в форме критериальных геохимических моделей, основанных на выделении и количественных характеристиках аномальных геохимических полей [5, 10 и др.]. В том числе рассматриваются АГХП в масштабах рудных полей применительно к месторождениям медно-порфирового семейства и различных типов месторождений золота [4, 8, 9 и др.].

Исходным материалом для составления геохимических моделей Убиенкинской и Серовской площадей послужили результаты литохимического опробования по

широтным профилям м-ба 1:50 000 (сеть 500×50 м) и 1:25 000 (сеть 250×50 м), проведенным силами ОАО «Гео-регион» (г. Анадырь) в полевые сезоны 2009–2011 гг. Всего на площади около 800 км² отобрано 31 058 проб, которые затем анализировались в Бронницкой ГГЭ. Содержания Au в пробах определялись спектрозолотометрическим методом, а Ag, Pb, Zn, Cu, Cr, Ni, Co, Mo, Sn, Mn, W, Bi, As, Li, Be, Ba, Ti, V и Sr – спектральным полуколичественным. Большинство перечисленных элементов имеют значимые содержания в пробах и подчиняются логнормальному закону распределения, что делает их пригодными для стандартной статистической обработки. Вместе с тем, более 70% значений Au, W, Bi и As находится ниже предела обнаружения применяемых методов анализа, что ограничивает их участие в расчетах только для участков с явными аномалиями этих элементов.

Определение местного фона и минимально аномальных содержаний элементов рассчитывалось согласно [3] с применением стандартного множителя ϵ^2 (для двух коррелирующих точек). На моноэлементных картах хорошо видно, что повышенные содержания многих элементов, преимущественно халькофилов (Cu, Mo, Ag, Pb, Zn, Mn, W, Bi), в основном компактно локализованы в пределах ПРП. Большая часть лито- и сидерофилов (Cr, Ni, Co, Sn, Li, Be, Ba, Sr), напротив, имеют пониженные содержания в контурах ПРП и формируют аномалии по их периферии. Особенно контрастно такая зональность проявляется в пределах и вокруг Ракетного и Ольховского ПРП. Другие элементы (Sn, As, V, Ti) более сложно распределены на площади.

Оконтуривание АГХП ранга рудных полей проводилось по основным рудным элементам (Cu, Mo, Ag, Pb, Zn), чьи аномалии располагались в тесной близости или перекрывали одна другую. В результате выделено восемь АГХП: Косогорненское, Горное, Ракетное, Резное, Ольховское, Правуюбиенкинское (Убиенкинская и Ольховская площади), Веткинское и Пожарское (Серовская площадь) (см. таблицу и рис. 1, А–Б). Из них Косогорненское, Горное и Веткинское АГХП, по-видимому, распространяются и за пределы изученной территории; не исключено также, что Косогорненское и Горное АГХП составляют одно поле, соединяясь за западной границей площади исследований. Площади аномальных полей меняются в широких пределах – от n км² для Резного, Веткинского, Косогорненского и Правуюбиенкинского, до ~24 км² для Пожарского и Ольховского (см. таблицу).

Области развития отдельных, преимущественно разрозненных, аномалий рудных элементов за пределами АГХП можно рассматривать как внешние зоны данных геохимических полей.

Рассмотренные элементы в пределах перечисленных АГХП ведут себя по-разному. Так, для Ракетного поля характерны самое высокое среднее содержание Cu (C_{cp} 247 г/т), K_c (3,7), площадная и удельная продуктивности (235 300 м²% и 453 т/м/км², соответственно). Ольховское поле имеет самое высокое значение C_{max} (4 000 г/т) и

Статистики АГХП на территории Пенжинско-Анадырской металлогенической зоны

Статистики	Убиенкинская площадь				Ольховская площадь АГХП				Серовская площадь			
	Косогорненское	Горное	Ракетное	Резное	Ольховское	Правоуби- енкинское	Веткинское	Пожарское				
	Площадь, км²											
	Элементный состав											
	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Sn, W, Bi	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Bi	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Mn, W, Bi	Au, Cu, Co, Mn	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Co, Mo, Sn, Mn, W, As	Pb, Zn, Cu, Mo, Mn, Be	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Mn, W, Bi	Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Sn, W, Bi, As				
	Медь (местный фон 66 г/т)											
C _{max} , г/т	1000	2000	3000	3000	4000	3000	3000	500				
C _{ср} , г/т	116	138	247	196	143	122	153	115				
K _c	1,8	2,1	3,7	3,0	2,2	1,8	2,3	1,7				
v, %	83	104	112	186	140	214	172	63				
P, M ²⁰ %	24 000	73 440	235 300	39 000	185 570	28 560	40 890	120 050				
Δq, т/м/км²	125	170	453	325	193	140	218	123				
γ	4,4	4,7	3,1	3,1	4,6	4,1	3,3	2,5				
	Молибден (местный фон 1,1 г/т)											
C _{max} , г/т	40	50	200	3,0	100	300	200	60				
C _{ср} , г/т	3,5	3,6	4,5	1,4	4,1	4,2	7,3	4,4				
K _c	3,2	3,3	4,1	1,3	3,7	3,8	6,6	4,0				
v, %	115	134	214	26	100	389	200	136				
P, M ²⁰ %	1152	2700	4420	900	72 300	15 810	2914	8085				
Δq, т/м/км²	6,0	6,3	8,5	7,5	75,0	77,5	15,5	8,3				
γ	2,8	3,0	3,6	3,3	5,3	7,6	3,1	2,8				
	Серебро (местный фон 0,07 г/т)											
C _{max} , г/т	8,0	10,0	40,0	0,4	50,0	15,0	20,0	6,0				
C _{ср} , г/т	0,58	0,93	0,85	0,10	0,38	0,29	1,05	0,36				
K _c	8,3	13,3	12,2	1,4	5,4	4,1	15,0	5,1				
v, %	164	126	212	71	456	304	224	160				
P, M ²⁰ %	245	929	1 014	9	747	112	461	711				
Δq, т/м/км²	1,3	2,2	2,0	0,1	0,8	0,5	2,5	0,7				
γ	2,3	2,2	3,4	2,2	4,4	3,8	2,4	3,0				
	Свинец (местный фон 15 г/т)											
C _{max} , г/т	2 000	2 000	800	50	10 000	4 000	1 500	1 500				

C_{cp} , г/т	136	133	56	15	106	97	83	87
K_c	9,1	8,9	3,7	1,0	7,1	6,5	5,5	5,8
v , %	156	129	128	40	466	361	167	125
P , м ² /%	58 080	127 440	53 300	300	219 310	41 820	31 960	176 400
Δq , т/м/км ²	303	295	103	2,5	228	205	170	180
γ	2,6	3,2	3,9	3,8	4,3	3,2	5,2	3,5
Цинк (местный фон 101 г/т)								
C_{max} , г/т	2000	4000	3000	400	3000	3000	3000	1500
C_{cp} , г/т	179	184	182	101	144	192	193	165
K_c	1,8	1,8	1,8	1,0	1,4	1,9	1,9	1,6
v , %	102	115	105	61	170	172	124	79
P , м ² /%	37 440	89 640	105 300	300	103 630	46 410	43 240	156 800
Δq , т/м/км ²	195	208	203	2,5	108	228	230	160
γ	4,0	4,8	3,8	2,9	3,9	3,2	3,8	3,5

Примечание. Максимальное содержание – C_{max} , г/т; среднее содержание – C_{cp} , г/т; коэффициент концентрации – K_c ; коэффициент вариации – v , %; площадь продуктивности – P , м²/%; удельная продуктивность – Δq , т/м/км²; коэффициент контрастности – γ .

пониженные по сравнению с Ракетным, но достаточно высокие на фоне некоторых других значения C_{cp} (143 г/т), K_c (2,2), площадной (185 570 м²/%) и удельной (193 т/м/км²) продуктивностей. Наиболее низкие из указанных параметров, кроме площадной продуктивности, установлены на Пожарском аномальном поле.

Для молибдена наибольшие значения C_{cp} (7,3 г/т) и K_c (6,6) характерны для Веткинского поля, однако по ряду других параметров оно уступает Правобуенкинскому (C_{max} 300 г/т, удельная продуктивность 77,5 т/м/км²) и Ольховскому (площадная продуктивность 72 300 м²/%). Самые низкие параметры по молибдену на Резном поле.

Для серебра наибольшее значение C_{max} (50 г/т) на Ольховском поле, максимальные C_{cp} (1,05 г/т), K_c (15,0) и Δq (2,5 т/м/км²) — на Веткинском. Ракетное поле характеризуется наибольшей площадной продуктивностью (1 014 м²/%) при значимых параметрах C_{max} (40 г/т), C_{cp} (0,85 г/т) и K_c (12,2). Самые низкие значения указанных параметров на Резном и Пожарском полях.

Свинец имеет максимальные показатели C_{max} (10 000 г/т) и площадной продуктивности (219 310 м²/%) в пределах Ольховского, а C_{cp} (136 г/т), K_c (9,1) и удельную продуктивность (303 т/м/км²) – Косогорненского АГХП, самые низкие из рассматриваемых параметров характерны для Резного и Ракетного полей.

Для Zn наибольшие значения C_{cp} (192 и 193 г/т), K_c (1,9) и удельной продуктивности (228 и 230 т/м/км²) характерны для Правобуенкинского и Веткинского полей. Наибольшие значения C_{max} (4 000 г/т) отмечены в Горном АГХП, а площадной продуктивности (156 800 м²/%) – в Пожарском поле. Самые низкие показатели на Резном АГХП.

Коэффициент вариации принято рассматривать как универсальный показатель [5], который имеет более высокие значения для промышленных объектов по сравнению с рудопрооявлениями или зонами рассеянной минерализации. Данный показатель для двух АГХП имеет максимальные значения, %: Ольховского (Ag 456, Pb 466) и Правобуенкинского (Cu 214, Mo 389, Zn 172). Самые низкие значения в целом характерны для Резного и Пожарского полей.

Коэффициенты контрастности в большинстве АГХП для различных элементов изменяются в интервале 2,2–5,2, что свидетельствует о достаточном уровне отношения «сигнал–шум» в аномалиях и косвенно в целом подтверждает обоснованность выделения АГХП.

Следующий шаг в работе с АГХП – исследование свойств их ядерных частей. Для этого в каждом поле выбран участок максимальной концентрации основных рудных элементов площадью 0,4–0,6 км² с числом проб 40 штук, что достаточно для статистики.

На рис. 2, а–з приведены дендрограммы, отражающие корреляционные связи ряда химических элементов, включая Au. Уровень значимости корреляционных связей при 5% доверительном интервале равен 0,3 [13]. Из представленного рисунка видно, что каждое АГХП в ядерных частях характеризуется своим набором

корреляционных связей, вместе с тем, можно наблюдать некоторые общие черты.

Общим свойством Косогорненского, Горного и Правобуенкинского полей являются сильные связи между халькофильными элементами: Cu, Pb, Zn, Ag $\pm$ Mo. Значения коэффициента корреляции между данными элементами и образуемыми ими группами составляют не менее 0,7. На Ракетном, Ольховском и Веткинском полях связи между элементами более сложные. Халькофилы, при общем снижении коэффициентов корреляции до 0,6–0,5, группируются попарно и в более сложные кластеры с участием отдельных лито- и сидерофилов. В общем виде список элементов с сильными связями выглядит так: Cu, Mo, Pb, Zn $\pm$ Ag $\pm$ Co $\pm$ Mn. На Резном и Пожарском полях элементы имеют тенденцию к дальнейшему снижению корреляционных связей при большей степени смешения халько-, лито- и сидерофилов в группах.

Ранжированные ряды ядерных частей АГХП, построенные для десяти элементов с надфоновыми содержаниями, имеют следующий вид:

Косогорненское Pb(11,4)-Ag(7,9)-Au(6,0)-Mo(3,8)-Zn(2,2)-Cu(1,7)-Mn(1,4)-Sn(1,0);

Горное Ag(27,6)-Pb(12,6)-Au(13,0)-Cu(3,5)-Mo(3,5)-Zn(2,2)-Sn(1,3)-Mn(0,8);

Ракетное Ag(26,0)-Au(20,0)-Cu(5,9)-Mo(5,4)-Pb(3,7)-Zn(1,9)-Mn(1,3)-Sn(1,2);

Резное Au(14,0)-Cu(3,8)-Mn(1,7)-Mo(1,2)-Ag(1,1)-Pb(1,0)-Zn(1,0)-Sn(0,2);

Ольховское Au(50,0)-Ag(25,7)-Cu(10,4)-Mo(8,2)-Pb(7,7)-Sn(2,1)-Mn(1,8)-Zn(1,3);

Правобуенкинское Pb(21,8)-Ag(7,0)-Mo(5,6)-Zn(4,6)-Au(4,0)-Mn(3,3)-Cu(3,2)-Sn(1,0);

Веткинское Ag(38,6)-Au(21,0)-Mo(12,8)-Cu(6,5)-Pb(6,4)-Zn(2,8)-Mn(1,8)-Sn(1,0);

Пожарское Pb(7,6)-Ag(7,0)-Zn(2,5)-Cu(2,4)-Mn(1,2)-Sn(1,2)-Mo(1,0)-Au(1,0).

На дендрограмме корреляционных связей данных рядов (см. рис. 2, и) хорошо видно, что ядерные части Косогорненского, Горного, Ракетного, Ольховского, Правобуенкинского и Веткинского АГХП обладают очень сильными корреляционными связями между собой и независимы по отношению к таковым на Резном и Пожарском полях. Такая картина может интерпретироваться как свидетельство принадлежности первых шести АГХП к РМС одного (медно-порфирового) типа. Повышенные содержания рудных элементов Резного и Пожарского полей, по-видимому, следует рассматривать как проявление рассеянной минерализации. При отсутствии явных геологических подтверждений и с учетом слабых статистик по основным рудным элементам (см. таблицу), данные ПРП можно исключить из списка перспективных. Это позволит в дальнейшем с большей эффективностью распределять всегда ограниченные объемы горно-буровых работ.

Исходя из сказанного, можно сравнить ядерные ча-

сти Косогорненского, Горного, Ракетного, Ольховского, Правобуенкинского и Веткинского АГХП с точки зрения вертикальной рудной зональности. Согласно работе [12] обобщенный ряд элементов-индикаторов для медно-порфировых объектов выглядит снизу вверх следующим образом: (B, W, Co, Sn) – (Mo, Cu) – Bi – Au – (Zn, Pb, Ag) – Sb – As – Ba – I. С учетом имеющихся анализов и их качества показатель зональности принят в виде:

$$v = \frac{Ag \times Pb \times Zn}{Cu \times Mo \times Sn},$$

где Ag, Pb, Zn, Cu, Mo и Sn — содержания соответствующих элементов в пробе.

Рассчитанные для ядерных частей АГХП величины v составили (по мере уменьшения величины): Правобуенкинское 104, Косогорненское 78, Горное 39, Веткинское 17, Ракетное 15, Ольховское 2.

Отметим, что показатели зональности не зависят от пространственного положения соответствующих АГХП и состава продуктивных интрузивных комплексов в их пределах и в то же время согласуются с парными коэффициентами корреляции ранжированных рядов. Так, все соседние АГХП в представленном списке характеризуются высокими коэффициентами парной корреляции ($r=0,81–0,98$) (см. рис. 2, е). По мере увеличения разницы в показателе v соответствующие коэффициенты корреляции резко снижаются.

Величины показателей зональности также хорошо согласуются с геологическими наблюдениями. Так, относительно более эродированные Ольховское, Ракетное и Веткинское ПРП характеризуется: 1) присутствием на поверхности рудоносных фаз кавральянского и (или) ракетного интрузивных комплексов; 2) концентрической метасоматической зональностью вокруг рудоносных интрузивов, представленной пропилитами и филлизитами; 3) площадным распространением штоковой медной минерализации.

Основные геологические особенности менее эродированных Косогорненского, Горного и Правобуенкинского ПРП: 1) отсутствие или незначительное развитие на поверхности выходов рудоносных фаз интрузивов при их очевидном неглубоком залегании под чехлом перекрывающих вулканитов; 2) преимущественно пропилитовый состав метасоматитов с отдельными ареалами вторичных кварцитов; 3) медная, золотосеребряная и полиметаллическая минерализация, приуроченные к кварц-карбонатным и адуляр-кварцевым жилам и прожилковым зонам.

Таким образом, геологическое строение и геохимические характеристики позволяют представить Косогорненское, Горное, Ольховское, Правобуенкинское, Ракетное и Веткинское ПРП в качестве элементов строения РМС «медно-порфирового» типа. При этом, Ракетное, Ольховское и Веткинское ПРП соответствуют внутренним, собственно меднопорфировым обстановкам, а Косогорненское, Горное и Правобуенкинское — верхнему уровню с эпitherмальной золотосеребряной и

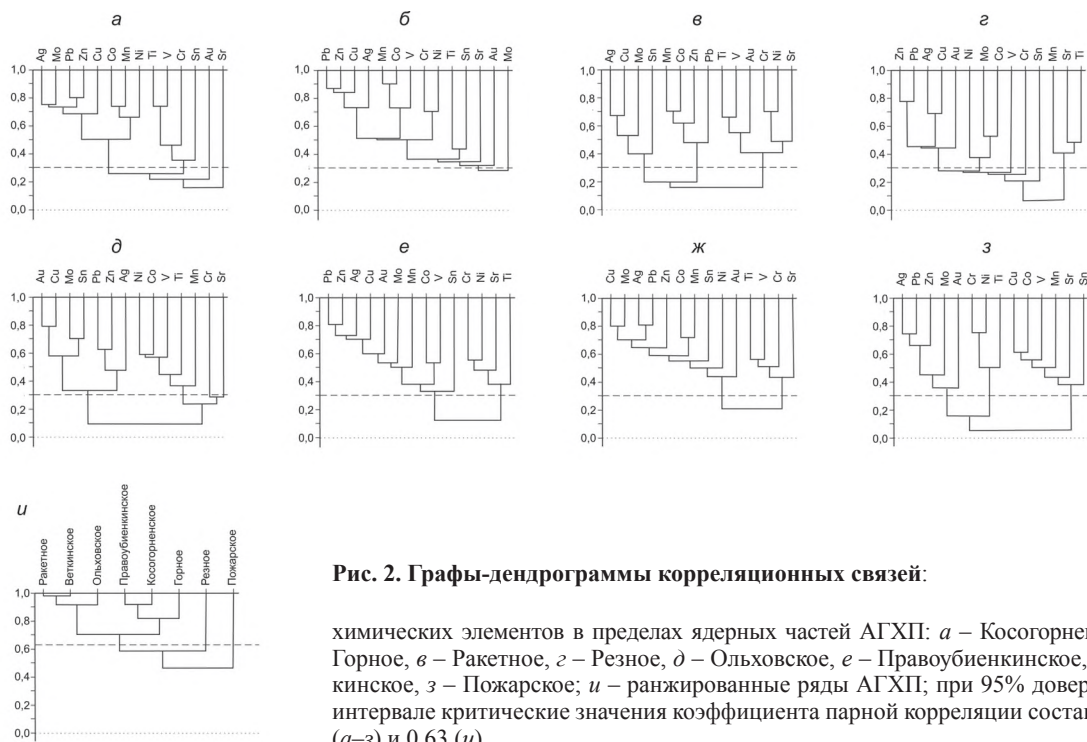


Рис. 2. Графы-дендрограммы корреляционных связей:

химических элементов в пределах ядерных частей АГХП: а – Косогорненское, б – Горное, в – Ракетное, г – Резное, д – Ольховское, е – Правобуенкинское, ж – Веткинское, з – Пожарское; и – ранжированные ряды АГХП; при 95% доверительном интервале критические значения коэффициента парной корреляции составили: 0,30 (а–з) и 0,63 (и)

полиметаллической минерализациями.

Литохимические методы поисков по вторичным ореолам рассеяния еще раз доказывают высокую информативность для условий Пенжинско-Анадырской металлогенической зоны. А комплексирование геологических и геохимических прогнозно-поисковых моделей позволяет повысить эффективность работ путем «разбраковки» перспективных площадей и обоснованного выделения поисковых участков, а также определять очередность проведения дальнейших работ на медно-порфировые и сопряженные с ними руды.

Авторы благодарят ОАО «Георегион» (г. Анадырь) в лице генерального директора В.В.Лебедева и главного геолога В.А.Варламовой за предоставленные материалы геологического и геохимического содержания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.В., Авилова О.В., Васюков В.Е. и др. Медно-порфировые проявления Юго-Западной Чукотки и перспективы обнаружения промышленных объектов // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 24–47.
2. Григорян С.В., Соловов А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1983.
3. Звездов В.С., Минина О.В. Рудно-магматические системы вулканоплутонических поясов Востока России // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 48–59.
4. Калько И.А. Геохимические критерии выявления и прогнозирования золотосеребряного оруденения в Чукотском сегменте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М., 2009.
5. Кременецкий А.А., Буренков Э.К., Головин А.А. Разномасштабные геохимические прогнозно-поисковые работы: принципы и технология // Разведка и охрана недр. 2002. № 5. С. 2–11.
6. Кривцов А.И., Ваганов В.И., Волчков А.Г. и др. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
7. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Волчков А.Г. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов». Вып. «Медь». – М.: ЦНИГРИ, 2002.
8. Кудрявцев Ю.К., Домчак В.В., Сальников А.Е. Прогнозно-поисковые геохимические работы на медно-порфировое и золотое оруденение // Разведка и охрана недр. 2002. № 5. С. 43–49.
9. Кудрявцев Ю.К., Сальников А.Е., Рахимтур Г. Аномальные геохимические поля Мо-Си-порфировых рудообразующих систем и критерии их оценки // Прикладная геохимия. Вып. 3. Прогноз и поиски. – М.: ИМГРЭ, 2002. С. 5–25.
10. Николаев Ю.Н. Критериальные геохимические модели рудных районов и узлов и их использование для прогноза оруденения // Прогнозно-поисковая геохимия – современное состояние и перспективы развития (к 100-летию со дня рождения профессора А.П.Соловова). – М.: ИМГРЭ, 2008. С. 64–82.
11. Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса – новая перспективная медно-порфировая провинция Юго-Западной Чукотки // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 12–23.
12. Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. – М.: Недра, 1990.
13. Статистические методы при геохимических поисках месторождений / Отв. ред. Д.А.Минеев. – М.: ИМГРЭ, 1973.

Историко-горно-геологическое наследие: особенности и классификация

Я.М.ГУТАК (Сибирский государственный индустриальный университет; 654007, Кемеровская область, г. Новокузнецк, ул. Кирова, д. 42), Д.А.РУБАН (Южный федеральный университет; 344090, г. Ростов-на-Дону, ул. 23-я линия, д. 43)

К историко-горно-геологическому наследию относятся уникальные геологические объекты, характеризующие становление и развитие геологии как науки и горнодобывающей промышленности. Они тесно связаны с историко-культурным, в том числе археологическим и промышленным наследием. Предлагается выделять пять подтипов историко-горно-геологического наследия: природно-исторический, историко-культурный, производственный, историко-производственный и антропогенный. В некоторых случаях они сочетаются в одном объекте.

Ключевые слова: объект геологического наследия, горнодобывающая промышленность, история геологии, геоконсервация, геотуризм.

Гутак Ярослав Михайлович, GutakJaroslav@yandex.ru

Рубан Дмитрий Александрович, ruban-d@mail.ru

Geohistorical and mining heritage: peculiarities and classification

J.M.GUTAK, D.A.RUBAN

Geohistorical and mining heritage embraces unique geological objects characterizing emergence and development of geology as a science and mining industry. They are linked closely to historical-cultural (including archaeological and industrial) heritage. For the first time, it is suggested to distinguish 5 subtypes of geohistorical-mining heritage: natural-historical, historical-cultural, industrial, historical-industrial, and anthropogenic. In some cases, these subtypes coexist in one object.

Key words: geological heritage site, mining industry, history of geology, geoconservation, geotourism.

Развитие представлений о геологическом наследии исключительно актуально для России. С одной стороны, строение земной коры на территории нашей страны чрезвычайно разнообразно и богато уникальными феноменами [1]. Последние представляют интерес для проведения научных исследований, реализации различных просветительских программ, а также для подготовки новых специалистов. С другой стороны, имеющееся множество геологических объектов требует должного управления и охраны (решение этой задачи призвана обеспечивать геоконсервация), а также использования данных о них в просветительских целях (геотуризм). К настоящему времени этому посвящено много публикаций в России [1, 5] и за рубежом [4, 19, 21, 29]. Также разработан ряд соответствующих методик [9, 11, 21, 30]. Хотя сведения об объектах геологического наследия к настоящему времени в должной мере систематизированы [8, 11], вопросы, связанные с их классификацией, требуют доработки.

Основная цель настоящей работы – детализация представлений об историко-горно-геологическом типе геологического наследия (по отношению к нему допустимо использовать более общее название «историко-горно-геологическое наследие»), для которого характер-

на значительная специфика.

Историко-горно-геологический тип геологического наследия был выделен два десятилетия назад А.В.Лапо и др. в предложенной ими классификации геологических памятников природы, которая также обобщала уже существовавшие к тому времени подходы к типизации последних [6]. При этом изначально определение этого типа наследия было двояким: к нему были отнесены объекты, характеризующие историю как геологии, так и горного дела. Несколькими годами позже, при обобщении сведений о значимых объектах геологического наследия Европы данный тип наследия также учитывался должным образом [37]. Историко-горно-геологический тип наследия был отмечен и в более поздних классификациях [8, 11, 33]; при этом в одной из них [33] его трактовка не совсем удачно была сужена (к этому типу были отнесены лишь объекты, характеризующие историю геологии).

Следуя изначальному пониманию историко-горно-геологического наследия [6, 37], за ним целесообразно закрепить отмеченную выше двоякую трактовку. Это тем более справедливо, что история геологических исследований неразрывным образом связана с горнодобывающей деятельностью. Именно поиск новых

источников сырья для производства металлических изделий и украшений, строительства, получения энергии и др. стимулировал интерес к земной коре с древнейших времен. Так, разработка месторождений аллювиального золота во время второго переходного периода в истории Древнего Египта (1800–1550 гг. до н.э.), которая, по всей видимости, была достаточно интенсивной [36], вряд ли была возможна без элементарных (даже весьма примитивных) геологических знаний. Кроме того, она явно обогащала древнюю цивилизацию новыми сведениями о встречаемости драгоценного металла в природе.

В связи со сказанным очевидна тесная связь данного типа геологического наследия с историко-культурным, включающим изучение археологических и промышленных объектов. Например, отнесение к геологическому наследию выходов красноцветов к западу от Москвы, которые изучались Р.И.Мурчисоном в середине XIX в., во многом определяется именно тем, какое значение они сыграли для последующего выделения здесь пермской системы. Установить это позволил анализ дневников указанного исследователя [16], являющихся, прежде всего, объектами исторического наследия. Первые палеогеографические карты Европейской России для юрского периода, появившиеся в XIX в. [13], сами по себе являются историческими документами, однако их ценность как объектов геологического наследия очевидна, так как они напрямую свидетельствуют о ходе проводимых исследований. Любой крупный карьер или шахта, будучи по определению промышленными объектами, могут быть одновременно отнесены и к историко-горно-геологическому наследию, если в их пределах были сделаны значительные открытия или если они отражают какой-либо важный этап развития горнодобывающей отрасли.

При классификации каждого из типов геологического наследия следует учитывать два обстоятельства. Во-первых, теории и практики геоконсервации и геотуризма нуждаются в предельно полных представлениях относительно того круга объектов, которые могут быть отнесены к конкретному типу. Во-вторых, такие представления необходимы для корректного определения георазнообразия – фундаментального понятия, позволяющего судить об истинной ценности локального, регионального, национального и глобального геологического наследия, а также важного для координации геоконсервационных и геотуристических мероприятий [10, 17, 24, 32]. Не только редкость, специфичность конкретных объектов, но и разнообразие геологических феноменов территории в целом определяют интерес к ней как специалистов, так и общественности. Изучив многочисленные примеры уникальных геологических объектов, которые могут относиться к рассматриваемому в настоящей работе типу геологического наследия, авторы разработали его клас-

сификацию. В пределах данного типа предлагается выделять пять подтипов, а именно природно-исторический, историко-культурный, производственный, историко-производственный и антропогенный.

К первому – природно-историческому подтипу историко-горно-геологического наследия могут быть отнесены те уникальные природные объекты, которые характеризуют историю становления и развития геологии как науки. Это, прежде всего, исторические стратотипы, на которых впервые выделены системы и ярусы, местонаходок новых минералов и прочие участки, где сделаны крупные геологические открытия. Таков стратотип выделенного столетие назад А.В.Нечаевым казанского яруса пермской системы в Татарстане [7, 14]. Не обязательно, чтобы объект этого подтипа имел большое значение на ранних этапах развития геологии. Так, местонахождение чегемита, обнаруженного в высокотемпературных скалах в окрестностях гор Лакар-ги и Вортан в Кабардино-Балкарии только в 2007 г. [20], может относиться к этому подтипу, поскольку здесь найден новый минерал. На современном этапе такие находки случаются не так часто (тем более, в масштабе одной страны, какой бы большой по размерам она ни была). Добавим, что изменения в геологических знаниях (в том числе ревизия временной шкалы, осуществляемая Международной комиссией по стратиграфии, или уточнение номенклатуры минералов, проводимое Международной минералогической ассоциацией) не снижают уникальности объектов природно-исторического подтипа, поскольку эти объекты уже сыграли свою роль в становлении геологии.

Второй – историко-культурный подтип историко-горно-геологического наследия тесно связан с первым, однако к нему отнесены не природные, а историко-культурные объекты, отражающие развитие геологии как науки. Речь идет об упоминавшихся выше дневниках Р.И.Мурчисона [16] или первых палеогеографических картах [13]. Выделение данного подтипа диктуется необходимостью предельно полного определения круга уникальных объектов, характеризующих историю геологии. Иначе геологическое наследие не будет полностью отражать становление и развитие геологического знания, что вряд ли оправдано. Заметим, что в составе историко-культурного подтипа будут преобладать объекты *ex situ*, то есть находящиеся в музейных коллекциях, архивах и др. [12].

Объекты современной горнодобывающей промышленности (карьеры, шахты, скважины) и некоторые связанные с ними сооружения по переработке минерального сырья отнесены к производственному подтипу историко-горно-геологического наследия. Их уникальность определяется тем, что они отмечают важные вехи в становлении горнодобывающей индустрии, тесно связанной с историей геологии. Примером могут служить угольные шахты и сопутствующие им металлургические объекты Рурского бассейна (Германия). Их

ценность в качестве геологического наследия является общепризнанной, и они активно используются в целях геотуризма [22]. В Омани сделаны попытки аналогичного использования объектов нефтедобывающей отрасли [27]. В России большой интерес для геоконсервации и геотуризма представляют карьеры по добыче железной руды в пределах Курской магнитной аномалии, угольные разрезы Кузнецкого бассейна, гигантские карьеры в окрестностях Новороссийска, где добывается верхнемеловой мергель – высококачественное сырье для цементной индустрии, и др. Последние расположены в непосредственной близости от других геологических памятников [1], а также в пределах крупнейшей российской туристско-рекреационной зоны, что создает дополнительные предпосылки для их геоконсервационного и геотуристического использования.

В российской части Рудного Алтая к этому подтипу геологических памятников относится Змеиногорское полиметаллическое месторождение, открытое рудознатоками Костылевыми в 1725 г. Здесь сохранились остатки горных выработок, шлаки завода по выплавке меди, нагорный пруд, остатки первой в мире «чугунно-рельсовой дороги». Практически в неизменном виде до нашего времени дошло оборудование Колыванской камнерезной фабрики в пос. Колывань Алтайского края, где в свое время были изготовлены уникальные камнерезные изделия музея, украшающие крупнейшие музейные собрания страны (например, «царь-ваза» в Эрмитаже) [1]. От некоторых памятников производственного подтипа к настоящему времени почти ничего не сохранилось, и это обстоятельство требует чрезвычайно бережного отношения к их остаткам. Томский железоплавильный завод (Кемеровская область, с. Томское), расположенный на старом тракте «Томск–Барнаул», был самым большим железоплавильным заводом за Уралом в Российской империи. Большинство крупнейших исследователей Сибири (П.А.Чихачев, Г.Е.Щуровский и др.) считали за честь побывать на нем. Для получения железа завод использовал древесный уголь, и по рассказам очевидцев тайга вокруг него была сведена в радиусе нескольких десятков километров. За прошедшее после закрытия завода время в районе Томского завода таежная растительность полностью восстановилась (рис. 1). В настоящее время на его месте расположены несколько домов фермерского хозяйства, и о былом величии этих мест напоминают только плавильные шлаки в реке Томь-Чумыш, остатки нагорного пруда и плотины через реку.

В историко-производственный подтип историко-горно-геологического наследия предлагается выделять объекты, характеризующие развитие горного дела древними цивилизациями. Они показывают интерес к недрам в глубокой древности и позволяют оценить последующий прогресс горнодобывающей промышленности. Примерами могут служить геологические участки в пределах Центрального массива (Франция), где разра-



Рис. 1. Территория бывшего Томского железоплавильного завода

ботки руды велись со времен позднего бронзового века [28], и региона Кебан (Турция), где они также начались еще до нашей эры [26]. В Горном Алтае широкой известностью пользуются остатки древних железоплавильных печей. Несколько из них изучено в урочище Куяктанар (правый борт р. Чуя, ниже пос. Чаган-Узун). Установлено, что плавка железа осуществлялась в первых веках нашей эры (радиоуглеродные датировки древесного угля из плавильного шлака). Рудой для получения железа служила железная слюдка (спекулярит), месторождения которой известны в Сайлюгемском хребте вблизи границы с Монголией [2].

Антропогенный подтип историко-горно-геологического наследия объединяет объекты, уникальность которых определяется деятельностью человека (по аналогии с объектами геологического наследия седиментологического типа, отражающими геологическую деятельность ветра, ледников, рек и др.). Ряд известных монографий [3, 23] дает достаточно полное представление о геологических памятниках подобного рода. В них могут быть представлены созданные человеком формы рельефа (допустим, угольные терриконы), возникшие под его влиянием осадки и др. Еще большую широту диапазона объектов, которые могут быть отнесены к данному подтипу, подчеркивают археологические исследования на Шаньдунской возвышенности (Китай), позволившие обнаружить остатки риса возрастом порядка 8 тыс. лет [25]. Сделанное открытие предоставляет геологическое свидетельство воздействия человека на климат планеты еще в первой половине голоцена. Столь раннее использование риса в сельском хозяйстве подтверждает возможность выделения метана еще в первой половине голоцена, что в последнее время рассматривается как причина глобального потепления в доиндустриальную эпоху [34]. Археологические находки в Великобритании [35] и Португалии [18] пока-

зали, что интродукции животных из других регионов в историческом прошлом привели к формированию по сути новой палеонтологической летописи. Это обстоятельство предопределяет уникальность соответствующих местонахождений и извлеченных из них фоссилий, равно как и необходимость отнесения их к геологическому наследию.

Типы геологического наследия [8, 12, 32] и выделенные подтипы историко-горно-геологического наследия могут сочетаться в пределах одного объекта. Так, соляные разработки железного века в долине Сейль (Франция) характеризуют не только древнюю горнодобывающую деятельность, но и значительное влияние человека на окружающую среду (в том числе на режим седиментации) в историческом прошлом [31]. Следовательно, имеет место сочетание историко-производственного и антропогенного подтипов рассматриваемого типа геологического наследия. Среди огромного количества угольных разрезов Кузбасса следует особо выделить два: Киселевский и Талдинский. В Киселевском разрезе (западная часть Кузбасса) вскрыта поверхность надвига горных сооружений Салаирского кряжа (среднедевонские морские отложения с многочисленными оканемелостями) на угленосные континентальные отложения премской системы Кузнецкого прогиба [15]. В Талдинском разрезе (центральная часть Кузбасса) вскрываются горизонтально залегающие пласты каменного угля, разделенные мощной толщей косослоистых грубообломочных пород (рис. 2), образованных катастрофическим паводком в течение нескольких дней. На Талдинском разрезе оборудованы специальные места (наблюдательные площадки), с которых можно изучать последовательность и особенности процессов угленакопления в регионе в пермское время, не мешая производственному процессу (рис. 3).

Актуальность выделения объектов геологического наследия историко-горно-геологического типа в России и их активного вовлечения в геотуристические программы представляется важной в связи с двумя обстоятельствами. Во-первых, на территории нашей страны располагается много объектов, изучение которых сыграло большую роль в становлении и последующем развитии геологии [6] и др. Еще большее число объектов характеризуют развитие горного дела и горнодобывающей промышленности – от древних времен до современности. Так, район г. Змеиногорска и ближайших его окрестностей обладает огромным потенциалом для развития геотуризма. Кроме упомянутых памятников горно-геологического типа, здесь имеются геологические памятники стратиграфического, палеонтологического, тектонического, геоморфологического, минералогического типов. Включение их в индустрию геотуризма вопрос ближайшего времени. Возможным организатором может выступить Змеиногорский музей истории горного дела. Здание музея построено в XVII в. по



Рис. 2. Талдинское каменноугольное месторождение:

пачка косослоистых пород (светлое) в кровле объединенного угольного пласта № 84–86



Рис. 3. Смотровая площадка в карьере Талдинского каменноугольного месторождения

указанию управляющего Змеиногорскими рудниками К.Д.Фролова. Во-вторых, осознание национальной идентичности невозможно без интереса к собственной истории, в том числе истории геологии как науки и горного дела. Организация геотуристических маршрутов позволит эффективно распространять эти знания. Они же будут способствовать лучшему международному позиционированию России в отношении природного и историко-культурного наследия.

Авторы выражают благодарность д-ру В. Риграфу (ФРГ) и другим отечественным и зарубежным коллегам за обмен мнениями и (или) помощь с литературой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологические памятники природы России*. С-Пб: Лориен, 1998.
2. Гутак Я.М., Русанов Г.Г. О возрасте железорудных печей урочища Куяхтанар (Горный Алтай) // Вестник СибГИУ. 2013. № 2. С. 18–20.
3. Котлов Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. – М.: Недра, 1978.
4. Лапо А.В. Проблема сохранения и рационального использования геологического наследия // Региональная геология и металлогения. 2005. № 23. С. 51–59.
5. Лапо А.В., Вдовец М.С. Проблема сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 1996. № 9. С. 6–12.
6. Лапо А.В., Давыдов В.И., Пашикевич Н.Г., Петров В.В., Вдовец М.С. Методические основы изучения геологических памятников природы России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 6. С. 75–83.
7. Нечаев А.В. Казанский и уфимский ярусы пермской системы // Геологический вестник. 1915. № 1. С. 4–6.
8. Рубан Д.А. Геологические памятники: краткий обзор классификационных признаков // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 4. С. 67–69.
9. Рубан Д.А. Геоконсервация как метод сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 78–81.
10. Рубан Д.А. Уникальные центры георазнообразия – основа для создания национальных геопарков // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 77–80.
11. Рубан Д.А. Мониторинг объектов геологического наследия России: основные понятия и принципы // Отечественная геология. 2012. № 1. С. 83–87.
12. Рубан Д.А. Геоконсервационный аспект недропользования: объекты геологического наследия и взаимосвязь их типов // Недропользование XXI век. 2013. № 2. С. 108–113.
13. Стародубцева И.А. Эволюция взглядов на стратиграфию юры Центральной России (XIX–XX вв.). – М.: Научный мир, 2006.
14. *Стратиграфический словарь СССР*. Карбон, пермь. – Л.: Недра, 1977.
15. Шаров Г.Н., Надлер Ю.С. Заповедные геологические памятники Кемеровской области. – Новокузнецк: ООО «Слимон», 2001.
16. Benton M.J., Sennikov, A.G., Newell A.J. Murchison's first sighting of the Permian, at Vyazniki in 1841 // Proc. Geol. Assoc. 2010. Vol. 121. Pp. 313–318.
17. Crofts R. Promoting geodiversity: learning lessons from biodiversity // Proc. Geol. Assoc. 2014. Vol. 125. Pp. 263–266.
18. Detry C., Bicho N., Fernandes H., Fernandes C. The Emirate of Cordoba (756–929 AD) and the introduction of the Egyptian mongoose (*Herpestes ichneumon*) in Iberia: the remains from Muge, Portugal // J. Archaeol. Sci. 2011. Vol. 38. Pp. 3518–3523.
19. Dowling R., Newsome D. Geotourism: a Global Activity. Global geotourism perspectives. – Woodeaton: Goodfellow Publishers, 2010. Pp. 1–17.
20. Galuskin E.V., Gazeev V.M., Lazic B. et al. Chegemite $\text{Ca}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})_2$ – a new humite-group calcium mineral from the Northern Caucasus, Kabardino-Balkaria, Russia // Europ. J. Mineral. 2009. Vol. 21. Pp. 1045–1059.
21. *Geoheritage in Europe and its conservation*. – Oslo: ProGEO, 2012.
22. Geotop 2010. Geosites for the Public. Paleontology and Conservation of Geosites // Schriftenreihe Deut. Ges. Geowissenschaften. 2011. Bd. 66. S. 1–244.
23. Goudie A. The Human Impact on the Natural Environment. Chichester: Wiley-Blackwell, 2013.
24. Gray M. Geodiversity. Valuing and Conserving Abiotic Nature. Chichester: Wiley-Blackwell, 2013.
25. Jin G., Wu W., Zhang K., Wang Z., Wu X. 8000-Year old rice remains from the north edge of the Shandong Highlands, East China // J. Archaeol. Sci. 2014. Vol. 51. Pp. 34–42.
26. Kalender L., Cicek Ucar S. Assessment of metal contamination in sediments in the tributaries of the Euphrates River, using pollution indices and the determination of the pollution source, Turkey // J. Geoch. Expl. 2013. Vol. 134. Pp. 73–84.
27. Lawrence A. Geotourism in the Sultanate of Oman. Global geotourism perspectives. – Woodeaton: Goodfellow Publishers, 2010. Pp. 93–112.
28. Monna F., Camizuli E., Nedjai R. et al. Tracking archaeological and historical mines using mineral prospectivity mapping // J. Archaeol. Sci. 2014. Vol. 49. Pp. 57–69.
29. Prosser C.D. Our rich and varied geoconservation portfolio: the foundation for the future // Proc. Geol. Assoc. 2013. Vol. 124. Pp. 568–580.
30. Prosser C., Murphy M., Larwood J. Geological conservation: a guide to good practice. – Peterborough: English Nature, 2006.
31. Riddiford N.G., Branch N.P., Green C.P., Armitage S.J., Olivier L. Holocene palaeoenvironmental change and the impact of prehistoric salt production in the Seille Valley, eastern France // Holocene. 2012. Vol. 22. Pp. 831–845.
32. Ruban D.A. Quantification of geodiversity and its loss // Proc. Geol. Assoc. 2010. Vol. 121. Pp. 326–333.
33. Ruban D.A., Kuo I. Essentials of geological heritage site (geosite) management: a conceptual assessment of interests and conflicts // Natura Nascosta. 2010. № 41. Pp. 16–31.
34. Ruddiman W.F. Plows, Plagues, and Petroleum: how humans took control of climate. – Princeton: Princeton University Press, 2005.
35. Sykes N.J., Baker K.H., Carden R.F. et al. New evidence for the establishment and management of the European fallow deer (*Dama dama*) in Roman Britain // J. Archaeol. Sci. 2011. Vol. 38. Pp. 156–165.
36. Troalen L.G., Tate J., Guerra M.F. Goldwork in Ancient Egypt: workshop practices at Qurneh in the 2nd Intermediate Period // J. Archaeol. Sci. 2014. Vol. 50. Pp. 219–226.
37. Wimbeldon W., Ishchenko A., Gerasimenko N. et al. A first attempt at geosites framework for Europe – an IUGS initiative to support recognition of world heritage and European geodiversity // Geol. balcan. 1998. Vol. 28. Pp. 5–32.

Фиксизм и мобилизм в геологии Прибайкалья

М.И.ГРУДИНИН (Иркутский государственный университет (ИГУ); 664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, д. 1)

На примере разломов Прибайкалья обсуждаются проблемы главенствующей роли вертикальных и горизонтальных перемещений коры и верхней мантии. Показано, что тектоника литосферных плит в истории развития нашей планеты не может быть альтернативой концепции геосинклиналей и платформ. Немаловажную роль, а, может быть, и превалирующую в начальные этапы развития литосферы, играли вертикальные, а уже в последующие этапы – горизонтальные смещения.

Ключевые слова: Прибайкалье, фиксизм, мобилизм, тектоника.

Грудинин Мефодий Иванович, rassk@crust.irk.ru

Fixation and mobility in Geology of the Baikal area

M.I.GRUDININ

The problems of the dominant role of the vertical and horizontal movements of the crust and upper mantle are discussed from analysis of the faults in the Baikal area. Plate tectonics in the history of our planet can not be considered as an alternative to the conception of geosynclines and platforms. Vertical motions played an important role, and, perhaps, prevailed at the initial stages of the lithosphere development while horizontal displacements occurred in the subsequent stages.

Key words: Baikal area, fixation, mobility, tectonics.

Обсуждаемые геологические концепции, окончательно сформулированные для широкого круга геологов как фиксизм и мобилизм [1, 2], появились почти одновременно – во второй половине прошлого столетия. Вместе с тем отметим, что первая из них – учение «О геосинклиналях и платформах» зародилась почти на столетие раньше. Ее краткая сущность состоит в том, что протекавшие внутри нашей планеты процессы, практически попеременно формировали две главнейшие структуры поверхности Земли – горные складчатые области и прилегающие к ним относительно ровные платформенные. Определяющую роль при этом, как считают сторонники геосинклинально-платформенной парадигмы, играли почти вертикальные разрывные нарушения земной коры – разломы. Эти две структуры, возникающие время от времени на поверхности нашей планеты, неразрывно связаны между собой в течение всей истории её существования. Данное учение не называлось «фиксизм». Такое название ему дали сторонники новой концепции – «тектоники литосферных плит».

В начале прошлого столетия немецкий геофизик А.Вегенер обратил внимание на сходство контуров некоторых континентов и сделал предположение об их былом единстве и последующем горизонтальном разделении. Впоследствии этого исследователя поддержали Ф.Тейлор, К.Ле Пишон, Л.П.Зоненшайн, Н.Л.Добрецов и многие другие как зарубежные, так и отечественные геологи, одновременно назвав себя мобилистами. К умеренным мобилистам можно отнести и известного знатока глубинных разломов академика А.В.Пейве. Придя к «власти», истые мобилисты умыш-

ленно закрепили за учением «О геосинклиналях и платформах» новое название – фиксизм, сущность которого заключалась, как стали считать мобилисты, «в навеки веков неизблемом» и «неизменном» положении вновь образованных геологических структур. Такие геологические структуры действительно возникали, но, как считали сторонники геосинклинально-платформенной концепции (Дж.Дэна, Э.Ог, А.Д.Архангельский, В.В.Белоусов, В.И.Смирнов и многие другие), в определённые этапы развития нашей планеты, а в последующие геологические эпохи они могли быть подвергнуты различным, порою многократным преобразованиям – тектоническим, магматическим, метаморфическим. Так, кто может оспаривать такой известный факт, как наличие фанерозойских даек долеритов в архейских образованиях юго-западного Прибайкалья?!

Принципиальным различием двух концепций было суждение о преобладающем направлении тектонических движений на поверхности Земли. Мобилисты считают главными горизонтальные или почти горизонтальные движения литосферы, сторонники учения о геосинклиналях и платформах – вертикальные или почти вертикальные, хотя и не отрицают надвиговых деформаций. Скорее всего, те и другие правы и неправы в своих выводах, поскольку вертикальные или почти вертикальные сбросы и сдвиги, а также разного рода крупные шарьяжные смещения, в том числе небольшие надвиги в земной коре происходят с незапамятных времён и до настоящего времени. Но возникающие время от времени небольшие структуры типа надвигов, чаще всего, не сильно влияли на общее геологическое развитие региона.

Известно, что в недрах нашей планеты, почти с момента её возникновения, протекали самые разнообразные физико-химические процессы, при которых, как правило, выделялось много энергии. Именно эта энергия в значительной степени и способствовала постоянному перемещению отдельных блоков земной коры. А как выяснилось в последнее время, не только земной коры, но и значительной части верхней мантии – всей литосферы.

Так какие же перемещения в коре и верхней мантии были главными – вертикальные или горизонтальные?

Для объективного рассмотрения этого вопроса в качестве примера возьмём два различных и многим геологам известных структурных элемента в Саяно-Байкальской горной области – Главный Саянский разлом и Ангарский надвиг. Эти разломы выявлены геологами в разные годы в одном из интереснейших участков нашей планеты – в южной оконечности озера Байкал, где с давних пор и по настоящее время развивается одноименная рифтовая система, подобная Танганьикскому рифту Африканского континента. Именно здесь и сейчас происходит расширение Байкальской впадины со скоростью $3,4 \pm 0,7$ мм/год [6]. Вот как описывает центральную часть Байкальской рифтовой системы А.М.Мазукабзов: «Академик И.Г.Георги, работавший в 1772–1773 гг. вместе со своим спутником И.П.Лебедевым в составе геологической экспедиции, руководимой академиком П.С.Палласом, побывал во многих районах озера и пришел к выводу о том, что котловина Байкала возникла в результате действия тектонических сил... Возраст Байкала по геологическим исследованиям 20–25 млн. лет – время от начала заполнения его котловины водой... Структурное положение, морфология и развитие Байкальского рифта определяются, в первую очередь, его связью с полосой сочленения двух термомеханических контрастных мезоплит – Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса» [3, с. 173].

Геология побережья Байкала и прилегающей к нему территории разнообразна, прежде всего, в возрастном отношении. Здесь встречаются как самые древние образования, представленные шарыжалгайским блоком метаморфических толщ архея, так и различными осадками кайнозоя, отмечены также протерозойские, палеозойские и мезозойские комплексы пород. Причём осадочные толщи, в частности карбонатные, особенно в докембрии отличаются большой мощностью. Магматизм здесь проявился тоже в широком возрастном диапазоне – от архея до кайнозоя включительно. В Прибайкалье имеются фрагменты древнейших зеленокаменных и более поздних офиолитовых поясов. Отмечены различные по составу и возрасту субщелочные и щелочные основные и ультраосновные магматические породы. На восточном берегу о. Байкал наблюдаются выходы одного из крупнейших в мире Ангаро-Витимского гранитного батолита. На юго-западных

склонах Прибайкалья встречаются кайнозойские базальты. Широко проявлены и метаморфические процессы – от гранулитовой фации на юге до зеленосланцевой на севере. Офиолиты присутствуют как непосредственно в прибрежной части озера, так и на северо-восточном продолжении Байкальской складчатой структуры [8]. Сама же акватория Байкала по существу является своеобразной границей Саяно-Байкальской горной области и Сибирской платформы.

Рассмотрим тектонические процессы в пределах обозначенной территории на примере Главного Саянского разлома, заложение которого происходило, по видимому, в докембрии, и более позднего Ангарского надвига.

Главный Саянский разлом на юге Байкала «утыкается» в его южную оконечность (рис. 1), а скальные коренные выходы этой монументальной структуры мощностью не менее 100 м, представленные дроблёнными и перетёртыми породами – тектонитами (катаклазитами, милонитами и бластомилонитами), можно наблюдать на южной окраине пос. Култук. Этот разлом разделяет Саяно-Байкальскую горную область, представленную на востоке метаморфическим слюдяным комплексом протерозоя, а на западе – шарыжалгайским блоком архея, являющимся основанием Сибирской платформы. Выходы Главного Саянского разлома находятся рядом с известной автомобильной трассой Култук–Монды, что позволяет видеть в деталях его строение. На западе «Живописный петлеобразный изгиб р. Иркут пересекает зону Главного разлома Восточного Саяна... Этот выдающийся линеймент Восточной Сибири прослеживается от Байкала до Енисея на расстояние >800 км. Заложенный в верхнем архее, он активизировался в течение всей последующей геологической истории, вплоть до современности» [3, с. 178]. На такое же расстояние, по мнению автора публикации,



Рис. 1. Главный Саянский разлом в современном рельефе (программа Google earth, дата съемки 04.10.2013)

прослеживается эта тектоническая структура по дну Байкала и далее в северо-восточном направлении.

Берега Байкала на всем его протяжении изобилуют многочисленными разрывными нарушениями самого разного возраста, но большая их часть относится к мезокайнозое. В частности, на западном берегу Байкала отмечается серия молодых разрывных нарушений, среди которых известный многим геологам Приморский разлом. Именно наличие многочисленных разного рода разрывов как вертикальных, так и горизонтальных и обуславливает высокую сейсмичность прибрежной части Байкала, что отмечали многие исследователи, в том числе Н.А.Логачёв и В.И.Мельникова [3].

Ангарский надвиг (рис. 2), часть которого представлена «Шаман-камнем» в истоке р. Ангара, открыт Н.И.Свитальским в 1914 г. В следующем году вместе с М.М.Тетяевым он подробно описал этот геологический объект. Известный иркутский учёный-педагог В.Н.Данилович на лекциях приводил Ангарский надвиг как классический пример надвигов. Именно эта структура, как впоследствии напишет В.И.Сизых, «...послужила мощным толчком для оживлённой дискуссии по применению идей шарьяжной тектоники и аркогенеза к регионам Восточной Сибири...» [5, с. 64]. Описывая этот разлом, он отмечает: «Являясь региональной структурой на южном клиновидном фазе Сибирской платформы, в зоне сочленения с Саяно-Байкальской горной областью, надвиг представлен серией сближенных субпараллельных сместителей. Его фронт в долине Ангары расположен в 6,5 км от истока, к востоку, в устье пади Варначка, сместитель погружается под воды Байкала и далее к северо-западу следует до мыса Соболева и пади Нижней».

Поверхность надвига волнистая с общим падением в южных румбах. Аллохтон и автохтон имеют чешуйчатую структуру с элементами вращения. Перед фронтом проявлены подвороты пластов, вплоть до опрокидывания. Обычно хорошо развиты трещиноватость и кливаж надвига в зоне сместителя. Многие выходы кристаллических пород, ранее истолковывавшиеся как эрозионные останцы фундамента, представляют собой клипы...» [5, с. 65]. Отметим, что этот надвиг ограничен относительно небольшой территорией истока р. Ангара. Другой подобный надвиг в этом регионе под названием «Посольский» обнаружен геологами у подножья

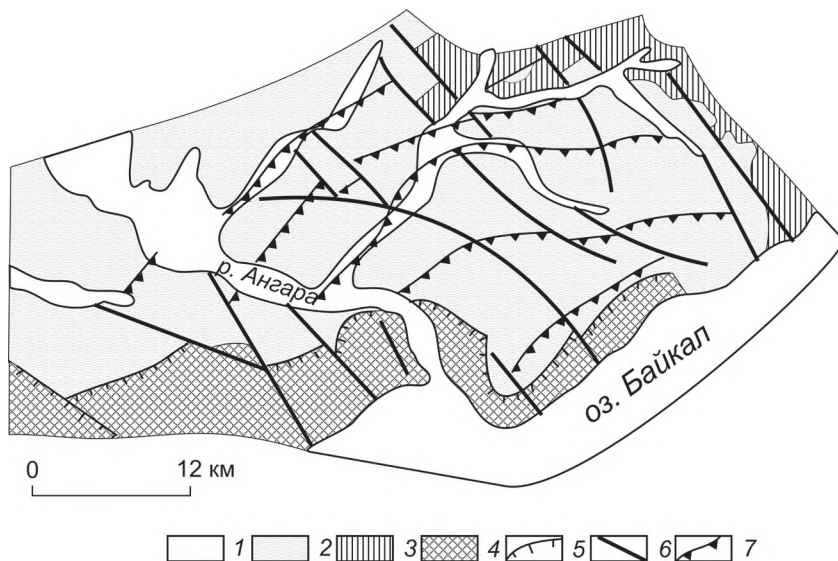


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема территории в истоке р. Ангара. Составил В.И.Сизых:

1 – четвертичные осадки; 2 – юрские отложения; 3 – байкальский комплекс рифея; 4 – шарыжалгайский комплекс архея; 5 – фронт Ангарского надвига; 6 – разрывные нарушения; 7 – надвиговые чешуи

хр. Хамар-Дабан, вблизи с. Посольское, на восточном берегу Байкала [5]. Трудно представить, что такие обычные тектонические нарушения, не наблюдаемые вглубь и вширь, могут в дальнейшем способствовать началу движения литосферы. Скорее всего, их появление могло быть связано с деятельностью долгоживущего и имеющего огромную протяженность, а временами и силу Главного Саянского разлома со сдвиговой кинематикой движений, проявлявшейся в геологическом времени. В позднем кайнозое, однако, сдвиговые смещения по нему отсутствовали, и его роль в образовании Байкальской впадины, по-видимому, значительно ослабла [4]. Так, по крайней мере, считают многие известные исследователи прибрежной части Байкала и прилегающей к нему территории.

Не отрицая движения литосферных плит, следует особо обратить внимание на тот факт, что в этом процессе немаловажную роль, а может быть, и преобладающую на начальных этапах развития, играли и играют вертикальные движения. Горизонтальные смещения именно литосферы, а не только земной коры происходили уже в последующие этапы. Скорей всего, главные силы, способствующие этому движению, зарождались в мантии. И не исключено, что провоцировали их те самые глубинные разломы, происхождение которых также связано с мантией. Именно определенные участки размягченной мантии и внутренние силы Земли, по мнению автора, способствовали движению литосферы. Это и есть главные и определяющие факторы движения литосферных плит. Необходимо также иметь в

виду то обстоятельство, что сторонники той и другой концепций не учитывают такой важный и мало изученный фактор, как влияние на эти процессы космоса. И не только процессы, связанные с приливно-отливной деятельностью. А то обстоятельство, что все геологические процессы протекают в течение длительного времени, с возможными ослаблениями и перерывами.

По мнению автора, понятия «инициальный» (эвгеосинклинальный) или «океанический», отвечающие соответственно концепциям геосинклиналей и платформ или литосферных плит, мало чем отличаются в структурном и вещественном плане. Те и другие возникают в океанических впадинах, выполненных мощными осадочными толщами, и характеризуют главным образом преимущественно мантийный ультрабазит-базитовый магматизм, например, связанный с образованием офиолитов. Также нет принципиальных различий в магматизме орогеническом и коллизионном. Тот и другой обуславливают не только горообразование на поверхности нашей планеты, но и характеризуются преимущественно наполнением этих сложных структур гранитами и их кислыми аналогами.

В заключение напомним, что, не отрицая горизонтальные движения литосферных плит в истории развития нашей планеты, по крайней мере, в фанерозое, необходимо обратить внимание и на то, что эта концепция, по глубокому убеждению автора, не может быть альтернативой концепции геосинклиналей и платформ, в частности, для докембрия. Автор полагает, что одна другую не заменяет, а может быть, в чем-то и дополняет, как впрочем, и другие концепции, например, «горячих точек». Конечно, есть противоречия. Надо продолжать работать над доказательной основой предложенных парадигм. В этой связи всяческого одобрения заслуживает «классический университетский учебник» В.И.Старостина и П.А.Игнатова «Геология полезных ископаемых», выпущенный Московским государствен-

ным университетом им. М.В.Ломоносова. В нем «впервые общие условия возникновения, эволюции и размещения месторождений рассмотрены с позиций как геосинклинальной, так и плейттектонической концепций...» [7, с. 4]. В книге приведен раздел: «Соотношение между геосинклинальной и мобилистской моделями рудообразования». Автор уверен, что при появлении и дальнейшей разработке новых гипотез и положений надо учитывать все геологические наблюдения, чтобы понять истину.

Автор выражает благодарность О.М.Глазунову и С.В.Рассказову, ознакомившихся с настоящей статьей и сделавших ряд важных замечаний в ходе её подготовки к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горная энциклопедия. Т. 3. – М.: Советская энциклопедия, 1987.
2. Горная энциклопедия. Т. 5. – М.: Советская энциклопедия, 1991.
3. Грудинин М.И., Чувашова И.С. Байкал. Геология. Человечество – Иркутск: ИГУ, 2011.
4. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. и др. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн. лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 135–168.
5. Рязанов Г.В. Геологические памятники Байкала – Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993.
6. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошников А.И. и др. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79.
7. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых: Учебник для высшей школы. – М.: Фонд «Мир», 2006.
8. Grudin M.I., Demin I.A. Riphean ophiolites of Baikal Region // Abstracts of the 29-th Int. Geol. Congr. 1992. Vol. 2. Pp. 40–41.

70-летие Галины Васильевны Седельниковой

Галине Васильевне Седельниковой – заместителю директора ФГУП ЦНИГРИ по научной работе, доктору технических наук, заслуженному геологу Российской Федерации, лауреату Премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники, академику АГН, члену-корреспонденту МАН, члену бюро Совета РАН по проблемам обогащения полезных ископаемых – одному из лидеров в области исследования минерального сырья и разработки технологии переработки руд благородных и цветных металлов 2 января 2016 г. исполнилось 70 лет.

Галина Васильевна Седельникова в 1970 г. окончила Московский институт стали и сплавов (МИСиС). По распределению работала младшим научным сотрудником в «Гинцветмете». После окончания в 1976 г. очной аспирантуры МИСиС начала свою трудовую деятельность в ЦНИГРИ, где работала в должностях младшего, старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией. С 1988 г. Галина Васильевна – заместитель директора института по науке.

Г.В.Седельникова – крупный специалист и известный ученый в области обогащения минерального сырья благородных и цветных металлов. На основе изучения вещественного состава и обогатимости руд под ее руководством и непосредственным участии разработаны и проверены в полупромышленном масштабе эффективные технологические схемы извлечения благородных металлов из руд более 40 отечественных и зарубежных месторождений, в числе которых Майское, Воронцовское, Нежданинское, Кючус, Олимпиадинское и др. (Россия), Кумтор и Талды-Булак (Киргизия), Бакырчик и Жанан (Казахстан), Биран и Даугызтау (Узбекистан), Асгат (Монголия), Пезинок (Словакия). Технологии переработки руд разведываемых месторождений использованы при расчете кондиций и подсчете запасов руд в ГКЗ, разработке технологических регламентов, проектировании и строительстве обогатительных фабрик.

Г.В.Седельникова – организатор и научный руководитель приоритетных направлений исследований по переработке нетрадиционных типов минерального сырья. Со второй половины 1980-х годов она возглавляет комплекс НИОКР в области создания отечественной технологии кучного выщелачивания золота из руд и техногенного сырья в рамках Программы Министерства геологии СССР и курирует работу ряда институтов и производственных организаций по этому направлению. В результате были разработаны научно-методические основы процесса кучного выщелачивания благородных и цветных металлов и создана научно-техническая база (лабораторные, укрупненные и полупромышленные установки) в отрасли для проведения исследований и распространения этой прогрессивной технологии в геологоразведочное производство и золотодобывающую промышленность. Разработаны технологические регла-



менты для проектирования предприятий кучного выщелачивания золота на Алдане, в Хабаровском крае, Амурской области, а также в Казахстане. В 1993 г. при активном участии Г.В.Седельниковой впервые в России разработанная в ЦНИГРИ технология кучного выщелачивания золота из эфельных отвалов ПО «Южуралзолото» была внедрена в промышленное производство на этапе освоения процесса круглогодичного выщелачивания золота в суровых климатических условиях России.

Работы Г.В.Седельниковой в области теории и практики биотехнологии упорного минерального сырья признаны в нашей стране и за рубежом. На протяжении более 25 лет она возглавляет работы по созданию эффективных технологий переработки упорных руд и концентратов с применением микроорганизмов. Результаты теоретических исследований процессов бактериального окисления золотосодержащих сульфидов и гидрометаллургического извлечения благородных металлов явились основой ее докторской диссертации, которую она защитила в 1999 г., а также были использованы при разработке технологических регламентов биогидрометаллургической технологии переработки упорных концентратов месторождений (Майское, Албазинское, Олимпиадинское, Попутнинское, и др.). За цикл работ «Исследование, разработка и внедрение биогидрометаллургической технологии переработки упорного золотосодержащего сырья» в 2004 г. Г.В.Седельниковой присуждена премия имени И.Н.Плаксына и диплом АГН. В 2007 г. в составе авторского коллектива Галина Васильевна отмечена Премией Правительства

Российской Федерации в области науки и техники за «Создание в условиях Крайнего Севера высокотехнологичного производства по добыче и переработке золотосодержащих руд при промышленном освоении месторождения Олимпиадинское». По инициативе Г.В.Седельниковой в ЦНИГРИ в последние годы разрабатываются комбинированные технологии на основе кучного и бактериального окисления и гидрометаллургического извлечения благородных и цветных металлов из комплексных упорных руд и техногенного сырья. Разработана биогеотехнология переработки лежалых хвостов обогатительных фабрик и конверторных шлаков УГМК, а также золотосодержащих и полиметаллических руд разведываемых и эксплуатируемых месторождений.

С 2000 г. Г.В.Седельникова координирует совместную работу ЦНИГРИ с рядом институтов РАН и других ведомств и развивает новое направление исследований в области обогащения минерального сырья с применением направленных энергетических воздействий (мощные электромагнитные импульсы, магнитно-импульсная и ультразвуковая обработка). Положительные результаты экспериментальных работ апробированы и подтверждены на ряде горно-обогатительных производств.

Под руководством и личным участии Г.В.Седельниковой, осуществлен перевод аналитической службы ЦНИГРИ на качественно новый уровень – проведено техническое перевооружение аналитических лабораторий, разработаны и аттестованы более 10 современных методик анализа золота и платиновых металлов с использованием методов пробирного анализа и масс- и атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой и рентгенофлуоресценцией. В 1999 г. проведена аттестация и аккредитация Аналитического Центра ЦНИГРИ в соответствии с требованиями международного стандарта. Аналитический Центр, курируемый Г.В.Седельниковой, успешно функционирует и выполняет большой объем анализов геологических, технологических проб на благородные, цветные металлы и другие компоненты.

Результаты научных исследований Г.В.Седельниковой изложены в более 200 научных работах, в том числе 2 монографиях, 2 справочниках, 8 патентах РФ на изобретения. Она постоянно выступает с докладами на Международных научных конференциях и совещаниях в области обогащения минерального сырья, проходящих в России (Плаксинские чтения, Неделя Горняка, Конгресс обогатителей стран СНГ, Золото и технологии, Биотехнология, Недра и др.) и в зарубежных странах (Международный Конгресс по обогащению полезных ископаемых (ИМПС), Балканский конгресс по обогащению полезных ископаемых (ВМПС), Международный симпозиум по биогидрометаллургии (IBS), а также на других региональных конференциях.

Под руководством Г.В.Седельниковой подготовлены и защищены 3 кандидатские диссертации. Она является членом бюро Совета РАН по проблемам обогащения полезных ископаемых, членом программного комитета Московского Международного конгресса «Биотехнология» и председателем секции Биогеотехнология, заместителем председателя ученого совета ЦНИГРИ и председателем секции по технологии и аналитике, членом диссертационного совета при ИПКОН РАН, членом редколлегии журнала «Руды и металлы», постоянным рецензентом научных статей по обогащению и металлургии благородных металлов в журналах «Цветные металлы», «Горный журнал», «Руды и металлы» и Международного Конгресса по обогащению (ИМПС).

Галина Васильевна пользуется глубоким уважением среди обогатителей страны и в коллективе института за высокий профессионализм, огромное трудолюбие, доброжелательность и отзывчивость к людям.

Поздравляем Галину Васильевну с юбилеем. Желаем ей крепкого здоровья, семейного благополучия и дальнейшей плодотворной научной деятельности.

*Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

80-летие Бориса Игоревича Беневольского

Борису Игоревичу Беневольскому – доктору геолого-минералогических наук, действительному члену Академии горных наук и Международной Академии информатизации 13 марта 2016 г. исполняется 80 лет.

Борис Игоревич после окончания геологического факультета Московского Государственного Университета имени М.В.Ломоносова в 1958 г. начал свою трудовую деятельность в геологическом Управлении «Севост-геология» в Центрально-Колымском районе, пройдя путь от горного мастера круглогодичной партии до главного инженера крупной экспедиции, ведущей разведку россыпных и поиски рудных месторождений золота.

При непосредственном участии Б.И.Беневольского разведаны крупные россыпи верховья р. Колыма (Валунный, Болотный и др.), проведена оценка ресурсного потенциала коренного и россыпного золота перспективной территории, укреплена сырьевая база золотодобывающих предприятий.

В 1972–1989 гг. Б.И.Беневольский работал в Министерстве геологии СССР главным специалистом по алмазам и благородным металлам. Он внес огромный вклад в открытие и промышленную оценку коренных и россыпных месторождений золота России и СНГ (Олимпиадинское, Дукатское, Кубакинское, Покровское, Мужиеское, Большой Канимансур и др.), в создание сырьевой базы золота в Камчатской области, Корякском автономном округе, Республике Коми и других регионах России. При его непосредственном участии были разработаны эффективные государственные программы проведения геологоразведочных работ в перспективных районах, в результате которых была создана одна из крупнейших в мире – минерально-сырьевая база золото- и серебродобывающей промышленности России и стран СНГ, обеспечивающая в начале XXI века стабильную высокую добычу золота и серебра и перспективы ее увеличения. Б.И.Беневольский активно участвовал и содействовал созданию на новом уровне методических руководств по поискам, разведке и геолого-экономической оценке коренных и россыпных месторождений, имевших большое практическое значение для развития сырьевой базы и формирования отечественной школы геологоразведчиков.

В ЦНИГРИ Б.И.Беневольский работает с 1989 г. Его научно-аналитические и прикладные разработки, выполненные за последние годы, имеют большое научное и практическое значение для эффективного недропользования в новых условиях рыночной экономики. Наиболее важными из них, разработанными совместно с другими учеными ЦНИГРИ, являются: средне-долгосрочные до 2020 г. государственные программы развития минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности и других стратегических полезных ископаемых, концепция национальной минерально-сырьевой безопасности в условиях динамично раз-



вивающихся процессов глобализации минерально-сырьевого комплекса, за которую совместно с другими авторами Борис Игоревич был удостоен звания лауреата премии имени А.Н.Косыгина, «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 г. Мир и Россия», монография «Золото России. Проблемы использования и воспроизводства МСБ», выдержавшая 2 издания, комплект карт золотонности федеральных округов и субъектов Российской Федерации. В этих и других трудах обосновывается идеология государственной стратегии по развитию сырьевой базы золотодобычи, ее использованию и воспроизводству в новой системе недропользования и свободного рынка, даются практические рекомендации по выходу из кризисного состояния за счет ускоренного освоения коренных месторождений, стабилизации добычи россыпного золота, эффективного использования остаточного ресурсного потенциала действующих предприятий, в том числе на основе правовой базы соглашений о разделе продукции.

Следуя велениям времени, ощущая необходимость модернизации, Б.И.Беневольский в начале 1990-х годов совместно с другими учеными института занимался разработкой, обоснованием, а в дальнейшем и внедрением, системы мониторинга использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых, как управляющей и регулирующей основы развития отечественной сырьевой базы, созданием единой информационной системы «Минерально-сырьевые ресурсы России». Б.И.Беневольский – один из авторов исследований по переоценке прогнозных ресурсов благородных и цветных металлов и разработке соответствующих методических руководств.

В этот же период он много внимания уделяет проблеме создания правовой основы, адекватной экономи-

ческим реформам системы недропользования, участвует в составе экспертных групп Государственной Думы в разработке проектов законов о недрах, о соглашении о разделе продукции, о драгоценных металлах и драгоценных камнях и др., которые явились основой правового поля для развития и использования сырьевой базы, привлечения отечественных и зарубежных инвесторов в освоение фонда недр. По результатам этих работ коллективом авторов подготовлены специализированные словари-справочники, дающие определения новой терминологии.

Под высококвалифицированным руководством и при непосредственном участии Б.И.Беневольского проводится геолого-экономическая оценка и разработка технико-экономического обоснования промышленного освоения в новых условиях недропользования месторождений цветных и благородных металлов: золота – Озерновское, Каменское, Покровское, свинца и цинка – Павловское, платиноидов – Сейнавского узла и Федоровой тундры и др.

Совместно с коллегами института проведена актуализация классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых и стадийности геологоразведочных работ в части их адаптации к международному регламенту, принятому в основных сырьевых странах мира, актуализированы методические рекомендации по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Впервые в отечественной геологии, разработана и успешно внедрена, не знающая аналогов, система кадастрового учета прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых.

Рекомендации, сформулированные в работах Б.И.Беневольского, реализованы в промышленном освоении ряда крупных – коренных, россыпных месторождений благородных металлов, в привлечении внимания отечественных и зарубежных инвесторов к российским месторождениям, внесли ощутимый вклад в удвоение добычи рудного золота и сдерживание темпов падения производства россыпного золота в стране.

В течение многих лет Борис Игоревич Беневольский выполняет большую научно-организационную работу,

будучи заместителем председателя секции ученого совета ЦНИГРИ, председателем секции конъюнктуры минерального сырья Межведомственного экспертного научно-методического совета МПР России по геологии алмазов, благородных и цветных металлов, членом секции россыпей Межведомственного Комитета по рудообразованию и металлогении РАН, главным научным экспертом МПР России по благородным металлам, членом ГКЗ, членом редколлегии научно-технического журнала «Руды и металлы», членом совета редакции журнала «Минеральные ресурсы России. Экономика и управление». Участвовал в работе 30–34-го Международных геологических конгрессов, многих отечественных и международных симпозиумов и конференций по проблематике минерально-сырьевого обеспечения в условиях глобализации мировой экономики.

Б.И.Беневольский – автор около 150 научных трудов, в том числе 10 монографий.

Борису Игоревичу Беневольскому присвоено почетное звание лауреата премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники, «Заслуженный деятель науки РФ». Он награжден знаками «Почетный разведчик недр», «Отличник разведки недр», «300 лет горно-геологической службе России», медалью «Горно-геологическая служба России» и еще рядом медалей и грамот. Многолетняя и плодотворная работа Бориса Игоревича, направленная на развитие и укрепление минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых, высоко оценена геологическим сообществом России. В 2015 г. решением правления Ассоциации Геологических Организаций Борис Игоревич Беневольский награжден нагрудным знаком «Звезда геолога» за номером 2.

Поздравляем Бориса Игоревича с юбилеем. Желаем ему крепкого здоровья и успехов в его научной деятельности.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Друзья и коллеги*

К 100-летию со дня рождения Давида Иосифовича Горжевского

16 марта 2016 г. исполняется 100 лет со дня рождения Давида Иосифовича Горжевского – доктора геолого-минералогических наук, профессора, почетного академика Международной академии минеральных ресурсов (МАМР), Почетного разведчика недр, лауреата Государственной премии, выдающегося отечественного металлогениста и специалиста по рудным месторождениям.

Геологический путь Д.И.Горжевского начинался в Киргизии (1940–1944 гг.), где он занимался геологическим картированием и поисками стратегически важных полезных ископаемых.

В послевоенные годы (1949–1954) Давид Иосифович с коллективом геологов Всесоюзного Аэрогеологического треста (Г.Ф.Яковлев, В.А.Федоровский, В.А.Комар, Т.В.Зорова, Е.Л.Елович и др.) проводил работы на Рудном Алтае, которые заключались в составлении геологических карт масштаба 1:50 000 и крупнее и разработке поисковых критериев и признаков колчеданно-полиметаллического оруденения в пределах Змеиногорского, Золотушинского, Прииртышского, Лениногорского и Зырянковского районов. В результате этих работ были открыты месторождения: Степное, Корбалихинское, Орловское, Тишинское.

В 1954–1963 гг. Д.И.Горжевский преподавал в Львовском Государственном Университете, где в полной мере раскрылся его талант педагога, умеющего работать с молодежью и воспитавшего не одно поколение геологов. В то же время он продолжал вести геологические исследования в Забайкалье, систематизировал накопленный материал по Рудному Алтаю и защитил докторскую диссертацию на тему «Геология и металлогения Рудного Алтая».

Длительный этап творческой жизни Давида Иосифовича связан с ЦНИГРИ, где он работал с 1963 г. В начале старшим научным сотрудником, затем заведующим лабораторией, а с 1973 по 1982 гг. заведующим отделом свинца и цинка. В ЦНИГРИ Д.И.Горжевский проводил исследования по всестороннему изучению, прогнозу и поискам свинцово-цинковых месторождений.

Он возглавил прогнозно-металлогенические работы, которые выполнялись крупными коллективами научно-исследовательских и производственных организаций на Рудном Алтае, Большом и Малом Кавказе, Центральном Казахстане, Южном и Западном Узбекистане, Прибайкалье.

Проведенные под его руководством прогнозно-металлогенические работы на Рудном Алтае (1971–1978 и 1982–1987) составили крупный этап в изучении этой провинции и легли в основу коренной переоценки региона. Прогнозирование осуществлялось коллективами ЦНИГРИ, ИМГРЭ, Востказгеологии, Запсибгеологии, Алтайского отдела ИГН Казахской ССР, МГУ,



МГРИ, КазИМСа, Аэрогеологии и Центрального геофизического треста. Методическое руководство осуществлялось ЦНИГРИ, которым было организовано составление крупномасштабных прогнозных карт по ряду рудных районов: Змеиногорскому, Золотушинскому, Рубцовскому, Лениногорскому, Зырянковскому, Прииртышскому. В комплект прогнозных карт входили: специализированная геологическая основа; карта рудной нагрузки с геохимическими аномалиями; карта геологических предпосылок и поисковых признаков; карта элементов глубинного строения по геолого-геофизическим данным; прогнозная карта. В этой работе под руководством Д.И.Горжевского участвовали сотрудники ЦНИГРИ: Д.Г.Ажгирей, А.Н.Барышев, Н.Н.Биндеман, И.З.Исакович, И.В.Крейтер, В.В.Кузнецов, Г.Г.Королев, Н.Г.Кудрявцева, И.П.Пугачева, А.А.Солодов, А.Ф.Фоминых, В.Б.Чекваидзе и др.

В 1973–1980 гг. по рекомендации и при непосредственном участии ЦНИГРИ был открыт ряд новых месторождений и расширены перспективы известных (Ново-Лениногорское и Чекмар в Лениногорском районе, Малеевское и Майское в Зырянковском районе, Юбилейное в Золотушинском районе, Артемьевское в Прииртышском районе, увеличены запасы Корбалихинского месторождения в Змеиногорском районе).

Вклад Д.И.Горжевского в развитие минерально-сырьевой базы Рудного Алтая отмечен присуждением ему Государственной премии СССР.

Параллельно с алтайскими работами в 1960–1970 гг. под руководством Д.И.Горжевского проводились иссле-

дования в Юго-Западном Гиссаре, где сотрудники ЦНИГРИ (Е.И.Филатов, А.Г.Злотник-Хоткевич, Н.А.Пирожняк, А.Н.Барышев, Н.Н.Биндеман) изучали условия локализации колчеданно-полиметаллического оруденения нового месторождения Хандиза.

В эти же годы кроме практической деятельности Давид Иосифович вел большую научно-исследовательскую работу. Его основными научными интересами были тектонический, металлогенический и рудно-формационный анализы и закономерности размещения полиметаллических месторождений. Д.И.Горжевский разработал геолого-промышленную типизацию свинцово-цинковых месторождений, имеющую важное значение в прогнозе и поисках этого типа месторождений. Ряд его работ посвящены роли срединных массивов в формировании свинцово-цинковых провинций, зонам активизации Забайкалья и положению в них эндогенных месторождений. Многие разработки Давида Иосифовича актуальны до настоящего времени.

В 1971–1987 гг. под его руководством были проведены многолетние и разносторонние исследования на крупнейшем в мире Холоднинском свинцово-цинковом месторождении. Г.В.Ручкиным, В.Д.Конкиным, Т.П.Кузнецовой и др. были созданы геологические карты, которые послужили обоснованием для подсчета запасов этого месторождения. Кроме того, были заложены концепции многоэтапного и многостадийного преобразования колчеданно-полиметаллических руд при метаморфизме. Доказано, что колчеданно-полиметаллические руды Холоднинского месторождения сформированы синхронно с вмещающими углеродсодержащими терригенно-сланцевыми толщами и в дальнейшем претерпели метаморфизм. Разработана типизация обстановок нахождения и поисков метаморфизованных месторождений. Осуществлялись также прогнозно-металлогенические исследования в пределах свинцово-цинковой провинции южного обрамления Сибирской платформы (Северное и Западное Прибайкалье) с целью оценки ее перспектив на полиметаллическое оруденение (Г.В.Ручкин, В.А.Варламов, В.Д.Конкин, И.Н.Егоров, С.В.Чесноков и др.).

С 1974 г. под руководством Д.И.Горжевского было начато изучение стратиформных свинцово-цинковых месторождений в юго-восточной Якутии. Сотрудники ЦНИГРИ (Г.В.Ручкин, А.И.Донец, В.Д.Конкин, И.З.Исакович, В.М.Крутий и др.) в Сарданском рудном районе выявили закономерности локализации свинцово-цинковых руд в карбонатных породах. В дальнейшем изучение месторождений данного типа было продолжено

в Узбекистане, преимущественно на Уч-Кулачском рудном поле (Г.В.Ручкин, А.И.Донец, В.М.Крутий, И.В.Карлина др.). На основе разработанных методических подходов была проведена переоценка ранее установленных проявлений, оценены их фланги и глубокие горизонты и выявлены новые рудные залежи, что значительно расширило минерально-сырьевую базу Алмалыкского комбината. В 1989 г. изучены закономерности и условия локализации свинцово-цинковых месторождений Миргалимсайского района в Казахстане.

В последние годы Давид Иосифович работал над проблемой парагенезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений, локализованных в карбонатных породах, и нефтидов в осадочных бассейнах. Результаты этих исследований опубликованы в монографии и ряде статей.

Д.И.Горжевский – автор 13 книг и более 300 научных статей, широко известных не только в России, но и за рубежом. В течение 20 лет он был главным куратором Министерства Геологии СССР по свинцу и цинку и научным консультантом проблем по этим металлам.

Давид Иосифович всегда щедро делился своими знаниями с молодыми сотрудниками и помогал их научному росту. Среди его многочисленных учеников 15 кандидатов и 4 доктора геолого-минералогических наук.

Плодотворная многолетняя деятельность Д.И.Горжевского отмечена орденами и медалями.

Давид Иосифович был прекрасным интеллигентным человеком, очень доброжелательно относящимся к людям, обладал удивительно оптимистическим восприятием жизни, что помогало ему преодолевать многочисленные трудности. Он был человеком широких интересов: литература, путешествия, общение с друзьями – его увлечения. Его ученикам и коллегам всегда было легко с ним работать, они все его уважали и любили. Кроме того, Д.И.Горжевский был очень организованным и целеустремленным человеком, что служило примером для молодых геологов.

В заключение необходимо отметить, что в ЦНИГРИ исследования Давида Иосифовича Горжевского по прогнозу, поискам и оценке свинцово-цинковых месторождений успешно продолжают его учениками в различных регионах России (Рудный Алтай, Восточное Забайкалье, Салаир) в настоящее время.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Коллеги и ученики*

**Научно-практическая конференция
«НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА,
ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ
МЕТАЛЛОВ, АЛМАЗОВ — СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ»
19–20 апреля 2016 г., Москва, ФГУП ЦНИГРИ**

В соответствии с приказом Федерального агентства по недропользованию от 16.12.2015 № 820 федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГУП ЦНИГРИ) проводит 19–20 апреля 2015 г. научно-практическую конференцию «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы». Конференция проводится при поддержке Федерального агентства по недропользованию, Российской академии наук, Российского геологического общества.

Цель конференции – обеспечение реализации Государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов» (подпрограмма I «Воспроизводство МСБ, геологическое изучение недр») и положений «Стратегии развития геологической отрасли до 2030 года».

Тематика конференции:

научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков и оценки месторождений;

использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки;

использование передового опыта проведения ГРП по воспроизводству минерально-сырьевой базы России;

разработка и реализация инновационных технологий ГРП.

Место проведения: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ.

Для участия в конференции приглашаются представители геологоразведочных, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов.

Планируются устные и стендовые доклады. Время устного сообщения до 20 минут. К услугам докладчиков будут предоставлены мультимедиа-проекторы для презентации докладов в формате PowerPoint. Стендовые доклады: размеры стенда — 90 см по горизонтали и до 240 см по вертикали.

Регистрация участников и приём тезисов производится на сайте: <http://www.tsnigri.ru> до 20 марта 2016 г. Регистрационные взносы не взимаются.

Требования к оформлению тезисов: текст с заголовком должен быть набран на одном листе формата А4 в редакторе Microsoft Word. Шрифт Times New Roman, 12 кегль, одинарный интервал. Поля со всех сторон 2 см.

Тезисы, присланные в Оргкомитет не позднее 20 марта 2016 г., будут включены в Программу конференции. Сборник тезисов докладов выйдет в свет к началу конференции. Базовые доклады планируется опубликовать в журналах «Руды и металлы» и «Отечественная геология».

Программа конференции будет разослана в электронном виде зарегистрированным участникам.

Контакты: market@tsnigri.ru, (495)315-43-47, (495)315-06-92.

13-я международная выставка **НЕДРА - 2016** Изучение. Разведка. Добыча

НЕДРА 2016



ENTRAILS 2016

29 - 31 марта 2016 г., г. Москва

При поддержке: Совета Федерации Российской Федерации, Комитета Государственной Думы по природным ресурсам, природопользованию и экологии, Торгово-промышленной палаты Российской Федерации.

Организаторами выставки являются: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральное агентство по недропользованию, ООО "Экспоброкер"

ОСНОВНЫЕ РАЗДЕЛЫ ВЫСТАВКИ:

- Геологоразведка на суше и морском шельфе;
- Геофизика, сейсморазведка, интерпретация;
- Региональная геология, геомониторинг, геоинформатика, метрология;
- Технологии, оборудование и приборы для разведки полезных ископаемых;
- Машины и оборудование для горной промышленности, шахт, горнообогатительных комбинатов;
- Гидрогеология;
- Самоцветы и алмазы России;
- Охрана труда, промышленная безопасность, геоэкология.

В рамках Деловой программы запланировано проведение научно-технических мероприятий по стратегии развития и использованию минерально-сырьевой базы России.

Направления панельных дискуссий:

- *Устойчивое развитие отрасли и экономические риски геологоразведочных работ.*
 - *Восточная Сибирь и Дальний Восток – перспективы освоения.*
 - *Государственная поддержка инвестиций в геологоразведку.*
- *Освоение арктического шельфа и трудноизвлекаемых запасов в условиях санкций.*
 - *Глобальные тенденции международных инвестиций в геологоразведку.*

В дни работы выставки будет проходить Фестиваль авторской геологической песни «Люди идут по свету»

Контактная информация: Тел. + 7-926-580-71-82, +7-903-516-43-05
E-mail: info@nedraexpo.ru, info@nedraexpo.ru
www.nedraexpo.ru

