

УДК 551

ГИПЕРГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛА

© 2004 г. Б. М. Михайлов

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74; E-mail:lelik_ivanov@mail.ru*

Поступила в редакцию 23.12.2002 г.

Проведены обобщение и анализ главным образом авторских материалов по гипергенной металлогении Урала. Обосновывается положение о том, что наиболее богатым минеральным сырьем являются разновозрастные зоны гипергенеза и приуроченные к ним гипергенные покровы. Последние включают все эксплуатируемые на Урале месторождения бокситовых, оксидно-силикатных кобальт-никелевых, богатых марганцевых, железных руд, разнофациальные россыпи золота, платины, алмазов, драгоценных камней, залежи бурых углей, каолинов, огнеупорного и прочих видов нерудного минерального сырья. Дана оценка перспектив поисков различных видов полезных ископаемых. При этом особое внимание уделено нетрадиционным для Урала месторождениям термального гипергенеза (никель, золото и др.), содержащим богатые, благоприятные для отработки в условиях рыночной экономики рудные тела.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ПОНЯТИЙ

Гипергенная металлогения – раздел общей металлогении, охватывающий изучение условий образования и закономерностей размещения гипергенных месторождений минерального сырья [Михайлов, 2000а].

Гипергенез – термин, предложенный в 1922 г. А.Е. Ферсманом взамен англоязычного грамматически неправильного термина *supergenesis* (греческий корень, латинский префикс). В настоящее время в русскоязычной геологической литературе под гипергенезом понимается весь комплекс процессов и явлений, происходящих в приповерхностной части земной коры – в зоне гипергенеза. [Прогнозная оценка..., 1998; Михайлов, 2000а].

Зона (сфера по А.Е. Ферсману) гипергенеза – приповерхностная часть консолидированной литосферы, где выведенные на дневную поверхность либо на дно морского бассейна горные породы стремятся к равновесию с окружающей средой, подвергаясь при этом воздействию как экзогенных, так и эндогенных факторов.

Верхней границей зоны гипергенеза является поверхность консолидированной суши или морского дна, местами перекрытая продуктами ее ближайшего переотложения. Нижняя граница обычно совпадает с границей биологического круговорота и устанавливается по затуханию процессов воздействия на субстрат фото- и хемосинтезирующей жизни, что сопровождается резким сокращением содержания кислорода, соответственно изменением Eh, частично pH среды, угнетением процессов гидратации, коллоидообразования и гидролиза [Прогнозная оценка..., 1998].

Наиболее интенсивные гипергенные преобразования отмечаются до глубин в десятки, реже в первые сотни метров. В более ослабленном виде они (обычно в горных районах) связаны с поверхностными водами, которые могут проникать по карстовым ходам, разломам, зонам катаклаза до глубин в первые километры.

В зоне гипергенеза происходит не механическое смешение продуктов экзогенных и эндогенных процессов, а формирование самостоятельной группы пород и гипергенных тел, возникающих при сложном взаимодействии разнообразных источников энергии и вещества (табл. 1) [Изучение..., 1995; Прогнозная оценка..., 1998].

В зоне гипергенеза сформированы все месторождения бокситовых руд мира, оксидно-силикатных никелевых и кобальт-никелевых руд, богатых руд железа (более 60% Fe), богатых оксидных (в том числе пероксидных) руд марганца (более 48% Mn), богатых руд редких земель (до 100 и более кг/т), крупнейшие месторождения урана, золота, алмазов, различного нерудного сырья (фосфориты, каолины, соли, бентониты, и пр.).

Месторождения зоны гипергенеза, как правило, характеризуются благоприятными технико-экономическими параметрами отработки. Современная зона гипергенеза – среда обитания человека и объект его хозяйственной деятельности.

Гипергенные покровы. Совокупность гипергенных тел, возникающих в эпохи длительной стабилизации крупных геологических структур, образуют гипергенные покровы (гипергенные формации). Последние часто соответствуют свитам, толщам. В литературе периоды формирования гипергенных покровов именуют эпохами кооробования или гипергенного породорудооб-

Таблица 1. Типизация гипергенных тел

Тип гипергенеза	Гипергенные тела		Генетические группы		Характеристические продукты гипергенеза	
Поверхностный	Коры выветривания		Элювий	Кираса, латериты, структурные (псевдоморфные) бокситы, охры, глины с реликтовой структурой и текстурой субстрата		
	Рудные шляпы			Кавернозные бурые железняки с примазками малахита, азурита, гидроксидов марганца. В аридных и полярных областях - ярозит и другие сульфаты		
	Кепрок			Кавернозные известняки с серой, гипсом, ангидритом, иногда битумы, гидроксиды железа, бораты и другие минералы - реликты соляного и сульфатного субстратов		
	Инфильтрационные коры		Иллювий	Каличе; селькрит; гажга; карбонатные, кремнистые, сульфатные коры		
	Продукты ближайшего переотложения	Карстовые тела		Карст (экзокарст)	Карстовые брекчии, "мусорные" алевриты, глины, выщелоченные кавернозные породы субстрата	
				Спелеокарст	Сталактиты, сталагмиты, горный воск, мраморный оникс и др.	
		Флювиальные тела, курумы, медальоны вымораживания		Пролувий, коллювий, крипокры, оползни	Несортированные плохокатанные галечники брекчии, песок со щебнем, глиняные конгломераты, криокластопелиты	
Палеосоли		Континентальные отложения примитивных пустынь	Полиминеральные метаморфизованные образования, серицит-бертьериновые сланцы, силикатные диаспориты			
Подземный	Палеоводоносные горизонты (зоны пластового окисления), роллы		Водоносные горизонты	Глинистые, железистые, марганцовистые, карбонатные, сульфатные и другие кольматолиты		
	Угольные пожарища		Подземные пожарища	Горелики, выцветы серы, алуноген, нашатырь, битумоиды		
Термальный	Экзогидротермальные жилы, штоки, колонны, линзы, термальные окна, котлы		Зоны восходящих термальных вод и газовой-водных флюидов	Каолинитовые и серицитовые аргиллизиты с халцедоном, опалом, кварцем, пиритом и другими сульфидами; золотоносные каолинит-серицитовые маршаллиты с высокотемпературным кварцем, иногда с гидроксидами железа, марганца, редкими землями; вторичные кварциты с диаспором, алунином		
	Гидротермальные, сольфатарные и фумарольные коры		Экзогидротермальные поля	Климат	Гумидный	Опал-каолинитовые породы, часто с кварцем, гидроксидами железа; гейзериты кремнисто-глинистые, часто с гидроксидами железа, отложения фумарол
					Аридный	Гидротермальные цеолиты, смектиты с желваками халцедона и кварца, сульфатами и гидроксидами железа
	Гидротермокарстовые тела		Гидротермокарст (эндокарст)	Коррозионные обвальные брекчии, сцементированные разнообразными экзогидротермалитами, часто с сульфидами железа, меди, свинца, никеля		
Подводный (гальмиролиз)	Гальмиролитические коры и продукты их переотложения		Гидроэлювий	Палагонитизированные базальты, подводные туфы, туффиты; пласты бентонитов		
	Подводные рудные шляпы			Гематит-кварцевые, хлорит-гематитовые породы, железисто-кремнистые пелитолиты, гематитизированные гиалокласты; линзовидные тела оксидных полиметаллических руд, часто с золотом и другими металлами		

разования. Они, как правило, не глобальны, а проявляются в пределах отдельных физико-географических областей. Например, поздне триасовая эпоха гипергенного пороодо-рудообразования восточного склона Урала, раннекаменноугольная эпоха гипергенного пороодо-рудообразования Русской плиты и др.

Рассмотрение вопросов эволюции литогенеза в геологической истории Земли приводит к однозначному выводу о неизбежности существенных изменений во времени всех типов гипергенеза, а главное возникающих при этом гипергенных тел и покровов. Изменения происходят скачкообразно, что позволяет выделять в истории планеты три крупные этапы и соответствующие им три группы эпох гипергенного пороодо- и рудообразования: 1) докембрийско-раннепалеозойскую, 2) средне-позднепалеозойскую и 3) мезозойско-кайнозойскую. Наиболее разительные изменения в составе, строении и металлогении гипергенных покровов имели место в девонский период, что связано с появлением растительности. “На земной поверхности нет химической силы более постоянно действующей, а поэтому более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом” [Вернадский, 1989, с. 21].

1. ДОКЕМБРИЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГИПЕРГЕНЕЗ

Коль скоро в докембрии существовала литосфера, а также атмосфера и гидросфера, то на границе их раздела происходили некие преобразования субстрата, и накапливались продукты гипергенеза.

В периодической печати и в многочисленных производственных отчетах описаны многие десятки местонахождений геологических тел, относимых к докембрийским корам выветривания (см. работы В.К. Головенка, А.Д. Додатко, О.С. Корякина, Е.А. Кулиша, А.Д. Савко, В.А. Соколова, К.И. Хейсканена, В.М. Чайки, В.С. Шуба и др.). Сравнивая эти образования с фанерозойскими (точнее постсилурийскими) гипергенными покровами, можно однозначно утверждать, что они существенно различаются по многим параметрам (состав, мощность, площади распространения) и не похожи друг на друга [Михайлов, 1986, 1991, Изучение..., 1995 и др.].

Проблемам изучения гипергенных образований докембрия в последнее время уделяется большое внимание за рубежом (в ЮАР, Канаде, Австралии и др.) На докембрийских щитах на территории этих стран в 70-х–80-х годах были установлены и изучены продукты поверхностного гипергенеза, объединяемые в англоязычных странах термином “paleosols” (палеосолы). На

русский язык этот термин иногда переводится, как “древние почвы”, “палеопочвы”, “коры выветривания” (вероятно, по созвучию: sole – soil) [Оллиер, 1987].

Большинство описанных за рубежом палеосолов (см. работы M.J. Edelman, R.W. Foster, A.Z. Gray, D.E. Grandstaff, H.D. Holland, M.M. Kimberlay, G.J. Retallak, E. Zbinden и др.) представляют собой комплексы пролювиальных, делювиальных и элювиальных образований, возникавших на поверхности примитивных, лишенных растительности пустынь докембрия и раннего палеозоя. Палеосолы приурочены к континентальным перерывам и знаменуют начало нового цикла осадконакопления. Мощность их обычно не превышает первых десятков метров. Лишь в некоторых случаях к палеосолам могут быть отнесены более мощные пласты, в свою очередь, приуроченные к границам стратиграфических и структурных несогласий.

Детальное рассмотрение состава, строения и условий образования палеосолов дано в методическом пособии [Изучение..., 1995]. Ниже приведем лишь краткую характеристику палеосола Ватерваль Ондор на базальтах Хекпурт с возрастом 2200 млн лет (рис. 1). В переводе монографии К. Оллиера [1987] С.С. Чекиным и В.С. Знаменским под редакцией В.П. Петрова палеосол назван докембрийской корой выветривания. В то же время, согласно Д. Реталлаку [Retallak, 1986], проведенному детальное минералогическое исследование того же объекта, кварц-бертьериновые породы и серицитовые сланцы, слагающие палеосол, представляют собою не кору выветривания (палеопочву, сапролит), а базальный горизонт формации Двалхенкель. Этот горизонт (глинистый палеосол) мощностью 4.5 м объединяет отложения различных континентальных фаций обширных плоскодонных долин.

Металлогения палеосолов резко отлична от характерной для генетически близких им постсилурийских образований.

Интенсивное изучение продуктов докембрийского гипергенеза (докембрийских кор выветривания – палеосолов) проводилось в геологических организациях СССР с конца 60-х годов. В результате было установлено полное отсутствие среди них не только латеритов, но и связанных с ними бокситовых, кобальт-никелевых руд, богатых руд железа, марганца, редких земель, каолинов. Одновременно был определен минерально-сырьевой потенциал палеосолов и дан прогноз на обнаружение в них месторождений “типа несогласий” (урановых, полиметаллических, золоторудных и др.), часто приуроченных к палеоводоносным горизонтам, а также месторождений “типа термального гипергенеза” (золоторудных, редкометалльных и др.) [Михайлов, 1991, Изучение..., 1995 и др.]

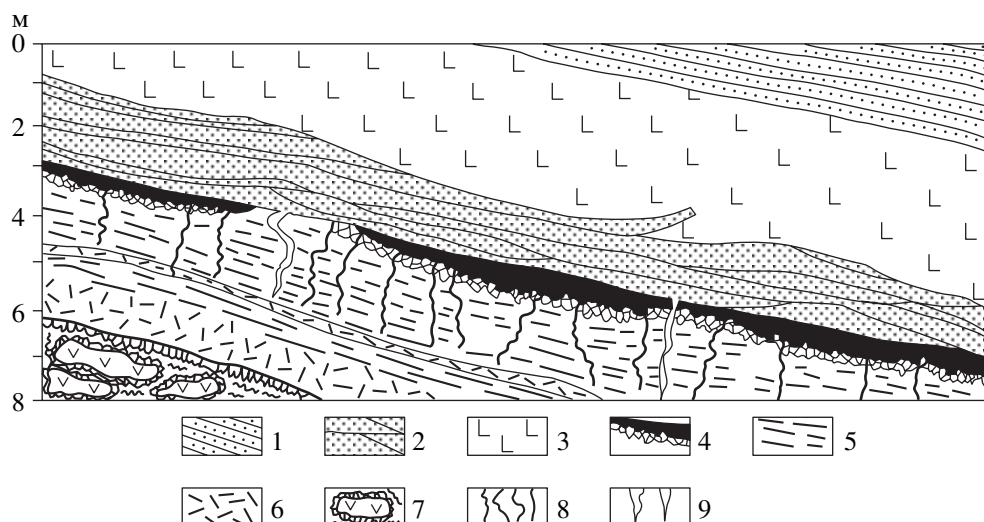


Рис. 1. Разрез глинистого палеосола (палеосопралита) Ватерваль Ондер на базальтах Хекпурт с возрастом 2200 млн лет [Retallack, 1986].

1 – кварцит слоистый, глинистый; 2 – кварцит косослоистый; 3 – диабазовый сил; 4 – сланцы черные серицитовые; 5 – оливково-серые желтоватые серицитовые сланцы; 6 – зеленовато-серые зернистые кварц-бертьериновые породы; 7 – разрушенный в кайнозойское время базальт с ядрами свежего базальта; 8 – марганцовисто-железистые прожилки, примазки по трещинам, отдельности; 9 – неפטунические дайки кварцито-песчаника.

Докембрийские и нижнепалеозойские гипергенные покровы Урала

В докембрии и раннем палеозое различных районов Урала известен ряд довольно длительных перерывов в осадконакоплении. В 70-х годах А.П. Сигов и В.С. Шуб, решая проблемы поисков на Урале бокситовых руд, провели обобщение известных к тому времени материалов по континентальным перерывам [Сигов, Шуб, 1975, Бокситоносные..., 1987]. В разрезах докембрия и нижнего палеозоя ими были установлены и охарактеризованы следующие уровни возможного обнаружения гипергенных покровов: раннепротерозойский – на границе доуралид и уралид, отвечающий перерыву между тараташским комплексом и айской свитой (интервал 2700–1700 млн лет); среднерифейский – предзигальгинский с верхним пределом возраста около 1400 млн лет; позднерифейский – предзильмердакский с верхним пределом около 1050 млн лет; вендский, в основании ашинской свиты, а также в основании кембрия, или в его отсутствие – ордовика и силура.

Все попытки многих геологов найти на этих уровнях вещественные признаки бокситообразования, или хотя бы процессов латеритообразования оказались тщетными. К 80-ым годам оставались лишь некоторые надежды на обнаружение карстовых бокситов, приуроченных к закарстованным поверхностям существенно карбонатной бакальской свиты нижнего рифея, обнажения которой были известны в карьерах Бакальских железорудных месторождений [Сигов, Шуб, 1975].

Бакальский палеосол

В 1993–94 гг. на Бакальском железорудном месторождении нами были проведены исследования, результаты которых, на наш взгляд, позволили внести существенные коррективы в представления об особенностях континентального перерыва между бакальской (R_1) и зигальгинской (R_2) свитами и металлогении приуроченного к нему гипергенного покрова [Михайлов, 1995].

Перерыв отчетливо фиксируется резкой сменой состава пород и угловым несогласием, соответствующим бакальской фазе тектоногенеза. В основании существенно песчано-конгломератовой зигальгинской свиты на черносланцево-карбонатной бакальской свите залегают так называемые “сланцы перемыва”. Этот собирательный термин объединяет разнообразный комплекс пород, рассматриваемый исследователями как перетолженные продукты предзигальгинской коры выветривания [Анфимов и др., 1989].

В обследованном нами Новобакальском карьере мощность “сланцев перемыва” не превышает первых десятков сантиметров, но уже по дороге к Петлинскому карьере достигает 15 м. В Петлинском карьере “сланцы перемыва” образуют выдержанный горизонт мощностью до 50 м, картируемый в производственной документации индексом PR_{2Bas} (базальный горизонт зигальгинской свиты). Горизонт представлен зеленовато-серыми конглобрекциями с хлорит-серицитовым цементом и прослоями кварц-серицитовых сланцев. Наряду с кварцевыми гальками встречаются полукатанные и неокатанные обломки кварц-

хлорит-серицитовых сланцев и редко гидротермально измененных кислых эффузивов. В цементе местами отмечается обильная вкрапленность различных сульфидов (пирит, халькопирит, галенит), а также реликты пирокластов. В некоторых образцах отмечено повышенное (до 0.5 г/т) содержание золота (при характерных для различных разновидностей пород разреза кларковых содержаниях), а также палладия (до 0.016 г/т).

Проведенные в лабораториях ВСЕГЕИ исследования состава “сланцев перемыва” показали их существенное отличие от черных сланцев бакальской свиты.

Во-первых, бросается в глаза их тусклый серовато-зеленый цвет, переходящий в зеленовато- и пепельно-серый, что связано с абсолютным преобладанием в породе серицита с существенной примесью хлорита (до 10%), полным отсутствием органического вещества и постоянным наличием мельчайших кристаллов пирита. Хлорит-серицитовый, а не кварцево-гидросерицитовый, как это определялось ранее [Сигов, Шуб, 1975], состав “сланцев перемыва” определяет относительно высокое содержание в них глинозема (20–27%) и оксида калия (6–9%), примесь магния, а также небольшую потерю при прокаливании, в значительной степени обусловленную выгоранием сульфидной серы.

Другой отличительной особенностью “сланцев перемыва” является присутствие в их составе богатого спектра редких и рассеянных элементов, в том числе и редкоземельных, а также золота.

Повышенное содержание глинозема в сланцах, выдвигаемое одним из доказательств их причастности к коре выветривания [Сигов, Шуб, 1975], вряд ли можно признать состоятельным, особенно по отношению к рифейскому разрезу Южного Урала. В частности, например, для сидероплезитовых руд Бакала вообще характерен высокий кремневый модуль. Здесь часто отмечаются рудные интервалы мощностью в сотни метров с модулем $Al_2O_3/SiO_2 = 0.87-1.7$.

Приведенный материал, на наш взгляд, убедительно опровергает представление об элювиальном генезисе “сланцев перемыва” и дает основание отнести их к группе пород, характерных для докембрийских палеосолов, возникавших в ландшафтах примитивных пустынь [Перельман, 1966].

Металлогеническая специализация бакальско-го палеосола характеризуется не только повышенным содержанием золота, палладия и редких земель, а также развитием своеобразного типа оксидножелезных турьитовых руд.

Среди бурых железняков Бакала различными исследователями выделяются разнообразные гидроксидные типы руд. Возраст их, по данным Краснопольского А.В., Доброхотова М.Н., Малахова А.Е. и др., определяется, как Mz-Kz. При

всем многообразии бурых железняков последние могут быть объединены в две группы: турьитовую и лимонитовую.

Турьитовые руды имеют существенно гидротермальный состав. Их плотные разности – “карандаш” характеризуются синевато-черным цветом и вишнево-красной чертой. Рыхлые – “чернотал” имеют темные красно-бурые цвета.

Турьитовые руды маловодны обычно с повышенным содержанием марганца (до 2%) и очень низким – титана. Средние содержания гидроксида железа колеблются в пределах 60–80%, иногда достигая 90%.

Турьиты возникают непосредственно по сидероплезитовым рудам, часто сохраняя реликты их структур и текстур. “Турьитизация сидеритовых руд наиболее интенсивна на участках скопления диабазовых даек. При этом диабазовые дайки, секущие турьиты, обычно превращены в ярко-зеленые рассланцованные кварц-серицитовые породы... Главной составной частью этих пород являются: серицит, хлорит, кварц и редкая вкрапленность пирита” [Соловьев, 1951, с. 276].

Принципиально важен факт, отмечаемый практически всеми исследователями еще с конца XIX века: присутствие в бурых железняках гидротермальных минералов: пирита, халькопирита, галенита, альбита, а также горного хрусталя и барита [Анфимов и др., 1989 и др.]. При этом, по наблюдениям Н.А. Ушакова, в окисленной массе включения кварца, барита, частично сульфидов остаются неизменными [Ушаков, 1934].

Размеры сульфидных стяжений колеблются в значительных пределах. Так, в 1947–48 гг. среди охристых и охристо-кавернозных бурых железняков были обнаружены гнезда сплошного кристаллического галенита весом до 500 кг с наличием на их поверхности вторичных свинцовых минералов – англезита и церуссита [Соловьев, 1951].

Приведенные факты довольно определенно свидетельствуют о том, что турьитизация сидероплезитовых залежей началась еще до гидротермальной деятельности, непосредственно связанной с интрузивным вулканизмом бакальской фазы, т.е. не позднее раннего рифея.

Таким образом, образование залежей турьитовых руд как рудных тел, входящих в состав рифейского (бакальского) палеосола, нам представляется в следующем виде.

Холмистый рельеф поверхности Бакальского района во время континентального перерыва R_1-R_2 формировался в режиме примитивных пустынь. Характерными особенностями этого режима являлись: 1) отсутствие растительности; 2) повышенные температуры поверхности; 3) дефицит поверхностной влаги. Атмосферные воды стекали в межхолмовые понижения и не задерживаясь на поверхности либо испарялись, либо проникали

вглубь по водоносным горизонтам. Литоморфный характер рельефа (устойчивые против выветривания кварцево-сланцевые сланцы, слагающие холмы, и менее устойчивые карбонатные породы в понижениях рельефа) обуславливал формирование базального горизонта трансгрессивной зигальгинской свиты – палеосола за счет аллохтонного кварцевого галечно-песчаного материала и автохтонных конглобрекций из обломков кварц-серпичитовых сланцев. Разрушение карбонатных пород происходило путем их растворения агрессивными водами водоносных горизонтов, бравших начало в понижениях рельефа. Эти же воды, в связи с отсутствием растительности максимально для своего времени насыщенные кислородом, явились причиной формирования рифейских зон пластового окисления.

Теория формирования зон пластового окисления – водоносных горизонтов особого типа в настоящее время разработана “применительно к неоген-четвертичным урановым месторождениям, располагающимся в аридноклиматических поясах частично или полностью изолированных впадин областей умеренной тектонической активизации...” [Максимова, Шмарнович, 1993, с. 18]. Далее авторы цитаты обращают внимание на то, что “длительность процесса кислородной пластовой инфильтрации может варьировать от десятков и сотен тысяч лет до первых десятков миллионов лет, т.е. в пределах четырех порядков. Как правило, она несопоставимо больше, чем при формировании сингенетических осадочных и эндогенных эпигенетических (гидротермальных) месторождений; поэтому пластово-инфильтрационные месторождения могут быть охарактеризованы как “месторождения длительности процесса” [Максимова, Шмарнович, 1993, с. 24–25].

Таким образом, наиболее вероятным является начало образования турьитовых залежей как членов Бакальского палеосола в зонах пластового окисления, существовавших в период континентального перерыва R₁–R₂.

Кожимский палеосол

Другой не менее значимый район развития палеосолов расположен на западном склоне Приполярного Урала в верховьях р. Кожимы в области преимущественного распространения рифейско-вендских вулканогенно-осадочных комплексов доуралид. Последние здесь с резким угловым несогласием перекрыты слабо метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями среднего-верхнего кембрия и ордовика.

В основании разреза уралид повсеместно залегает относительно маломощный базальный горизонт – палеосол, сложенный континентальными часто высокоглиноземистыми породами, кото-

рые объединяются в алькесвожскую толщу (свиту?). Интерес к этой толще обусловлен, в первую очередь, находками в ней В.С. Озеровым в 1980-х годах рудопроявлений с высоким содержанием золота [Озеров, 1996]. Кроме золота в базальных горизонтах палеозой в тех же районах обнаружены проявления урана, редких земель, силикатных диаспоров.

К сожалению, материалы, представленные в статьях, препринтах, монографиях, диссертациях, содержит многочисленные противоречивые, часто геологически неграмотные высказывания, что на сегодняшний день не позволяет представить реальную картину геологического строения и промышленной значимости Кожимского золотоносного района (см. работы В.С. Озерова, Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис, Л.И. Ефановой и др.).

Разрез палеозой Кожимского района, по мнению В.С. Озерова, начинается с “раннекембрийских метаморфизованных латеритных кор выветривания... По составу это сланцы серпичит-хлорит-парагонитового состава – продукт метаморфизма подрудных кор по основным породам, формировавшийся уже после размытия латеритов, образования эрозионных депрессий и частичного заполнения их терригенным материалом... На корях выветривания (обычно только в контурах мощных зон допалеозойских разломов) залегают отложения, впервые выделенной нами позднекембрийско-раннеордовикской толщии латеритных конгломератов – до 0.9–2.68 м...” [Озеров, 1996, с. 28–29]. Учитывая региональный характер распространения латеритных кор выветривания, автор выделяет “Уральскую раннепалеозойскую бокситоносную формацию” Из этой цитаты остается не ясным, что подразумевает В.С. Озеров под понятием кора выветривания.

Согласно общепринятому мнению, **кора выветривания** – геологическое тело, сложное элювий, т.е. автохтонными продуктами глубокого поверхностного преобразования горных пород, оставшимися на месте своего возникновения. Отсюда однозначно следует, что “переотложенная кора выветривания” – понятие абсурдное. Любое переотложение элювия, как и другой породы, ведет к образованию колювия, делювия, пролювия, аллювия, наконец, озерных, морских, океанских отложений. Если соглашаться с представлениями В.С. Озерова, Я.Э. Юдовича и др., то практически весь осадочный чехол Земли следует отнести к переотложенной коре выветривания!

Что касается установления “Уральской раннепалеозойской бокситоносной формации”, то это очевидное недоразумение. История термина “боксит” относительно коротка, но несмотря на это до предела насыщена различными противоречивыми высказываниями (см. работы Г.И. Бушинского,

Ю.К. Горецкого, Д.В. Наливкина и др.). В 70-х годах прошлого столетия один из старейших исследователей бокситов – Г.И. Бушинский рекомендовал геологам при геологических исследованиях вообще отказаться от этого термина, заменив его терминами “аллит”, “аллитистые породы” [Бушинский, 1975]. За термином “боксит” Г.И. Бушинский предложил сохранить широко используемое во всем мире и в нашей стране понятие, как руды для получения глинозема. Такое толкование термина “боксит” в наше время, когда Россия вынуждена закупать бокситовые руды на мировом рынке, вносит в русскоязычную геологическую литературу дополнительную путаницу, ибо глиноземная промышленность развитых стран и стран-импортеров предъявляет к бокситовым рудам – “бокситам” различные требования в зависимости от технологических, экономических и других факторов. Так, например, при разведке огромных по запасам месторождений Боке (Республика Гвинея) компанией “Боксит дю Меди” к бокситам были отнесены только породы, содержащие $Al_2O_3 > 55\%$ и $SiO_2 < 5\%$. В то же время, согласно “Временным кондициям Мингео СССР”, при разведке Боксонского бокситового месторождения бокситом была названа порода, содержащая $>37\% Al_2O_3$ и $<23\% SiO_2$. Более того, несмотря на существовавший в СССР ГОСТ на бокситы, как руду для производства различных промышленных продуктов (в том числе и глинозема), при разведке каждого нового месторождения устанавливаются свои требования к качеству сырья, т.е. практически дается свое индивидуальное определение термина “боксит”. Такое положение привело к тому, что в середине 70-х годов сотрудником Всероссийского алюминий-магниевого института (ВАМИ) Л.С. Рудашевским в кандидатской диссертации было предложено называть бокситом породу, “из которой можно получить глинозем по цене не более 150 рублей за тонну” (В настоящее время цена возросла до 180–190\$) [Козловский, 2002]. Очевидно, с точки зрения геолога, занимающегося изучением геологии бокситов, такое определение абсурдно, хотя с точки зрения технолога, экономиста – вполне приемлемо.

Нам представляется настоятельно необходимым вернуться к первоначальному определению термина и понимать под бокситом остаточную либо осадочную горную породу, состоящую преимущественно из гидроксидов алюминия (гиббсита, бемита и диаспора) обычно с большей или меньшей примесью гетита, каолинита, гематита, шамозита и двуокиси титана. Бокситы образуются в процессе латеритного выветривания алюмосиликатных пород, сопровождающегося интенсивным выносом щелочей, щелочных земель и кремнезема.

Обнаруженные в основании Кожимского палеосола стяжения – “болусы” диаспоровых по-

род, впоследствии детально изученные Б.А. Богатыревым, В.Н. Деминой и В.В. Жуковым [Богатырев и др., 1996], судя по их составу и положению в разрезе, согласно классификации глиноземных пород, представляют собою “силикатные диаспориты” – хемогенные образования, возникающие при внедрении высокоглиноземистых гидротерм в придонные слои водоемов и никакого отношения к бокситам не имеют [Михайлов и др. 1979]. В заключение следует отметить, что Кожимский палеосол как базальный горизонт палеозойского представляет большой интерес с точки зрения познания геологического строения и истории формирования этого района.

Анализ материалов по гипергенным процессам в докембрии и раннем палеозое мира свидетельствует о полном отсутствии в это время условий для формирования латеритных покровов, рудных шляп и, соответственно, связанных с ними месторождений бокситов, каолинов, богатых руд железа, марганца, фосфора и др. Отсюда следует вывод о нецелесообразности проведения работ по поискам этих видов сырья в докембрии и нижнем палеозое Кожимского района.

В то же время Кожимский палеосол может быть перспективен для поисков свойственных подобным гипергенным телам месторождений “типа несогласий”, рудных тел термального гипергенеза, палеоводоносных горизонтов, заключающих руды урана, золота, редких земель и др.

2. СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГИПЕРГЕНЕЗ

Конец среднего и поздний девон в геологической истории Земли характеризовались началом распространения наземных растений вдоль морских побережий. Но наиболее широко этот процесс проявился в раннем-среднем карбоне, когда произошло проникновение стенозональных влаголюбивых форм с приморских равнин в глубь континентов и заселение ими крупных тектонических депрессий. Процесс бурного расцвета наземной растительности, очевидно, сопровождался интенсивной генерацией органических кислот, широким участием в гипергенезе коллоидных минеральных и органоминеральных систем, что, в свою очередь, существенно меняло физико-химические параметры гипергенных сред. Накопление влаги на водораздельных площадях, резкое увеличение подземного стока, а, соответственно, химического и физико-химического выноса вещества, его гидратация и гидролиз явились главной причиной появления в зоне гипергенеза принципиально нового типа гипергенных образований – кор выветривания.

Состав и строение кор выветривания как биокосных систем гумидных областей существенно

зависит от климата и геоморфологической обстановки. Наиболее полная химическая дифференциация субстрата происходит в условиях жаркого переменного влажного климата и часто завершается образованием латеритного горизонта. Последний может сохранять реликтовую структуру и текстуру субстрата, но состоит уже из минералов глинозема, оксидов железа, марганца и титана. Латеритные коры выветривания появились только в девоне, но начало их широкого распространения на земном шаре относится к мезозойской эре.

На территории России и сопредельных стран СНГ в палеозое выделяются две эпохи гипергенного породо- и рудообразования – средне-позднедевонская и раннекаменноугольная.

С этими эпохами связано образование месторождений бокситов, железных руд, углей, огнеупорного сырья, россыпей минералов титана, редких земель, золота, рудопроявления фосфоритов и др.

Средне-верхнепалеозойские гипергенные покровы Урала

Урал в палеозойскую эру переживал период активной тектонической перестройки, сопровождавшейся горообразованием, формированием вулканических покровов и внедрением многофазных интрузий.

В среднем-позднем палеозое на территории различных районов Урала имели место многочисленные автономные перерывы в осадконакоплении, характеризовавшиеся своеобразным проявлением гипергенеза. Наиболее значимыми перерывами, оказавшими влияние на формирование металлогении палеозоя Урала, являются: среднедевонский, позднедевонский и раннекаменноугольный. Гипергенные покровы, возникавшие во время этих перерывов, локализируются в границах строго определенных структурных областей.

Средний девон (эйфель-живет)

На севере эвгеосинклинальной области восточного склона Урала к среднедевонскому гипергенному покрову приурочен комплекс бокситоносных формаций эйфеля и живета – Североуральский бокситоносный район (СУБР). В виде прерывистой полосы он прослеживается от Карпинского района до Щучинского синклиория на Полярном Урале. Промышленно рудоносными являются месторождения Североуральского, Ивдельского и Карпинского районов [Бокситоносные..., 1987]. Бокситообразование здесь происходило на поверхности рифогенных известняков, слагающих прибрежную островную сушу. При этом следует обратить внимание, что промышленные залежи бокситовых руд приурочены исключи-

тельно к неровностям поверхности рифовых известняков, имеющих либо карстовый, либо рифовый генезис. В обоих случаях бокситизации подвергались осадки, богатые вулканогенным материалом. Следов латеритного выветривания вулканитов, синхронных известнякам и слагающих прибрежную сушу, до сих пор не обнаружено [Бокситоносные..., 1987].

В 1960 г. П.К. Винокуров и Е.С. Гуткин в районе Черемуховского месторождения описали кору выветривания на порфиридах и агломератных туфах тех же пород. Кора выветривания мощностью до нескольких метров, по их мнению, представлена слабо измененными коренными породами, окрашенными в пятнистый красно-бурый цвет. В верхней части разреза авторы отметили лишь развитие по полевым шпатам вторичных минералов – хлорита, гидрослюд, опала и галлуазита, окрашенных гидроксидами железа [Винокуров, Гуткин, 1960]. Возможно, за кору выветривания ими был принят палеоводоносный горизонт, приуроченный к границе вулканитов и карбонатных пород.

Описывая строение бокситоносной толщи, авторы отмечают случаи резкого обогащения бокситов магнетитом и титаномагнетитом. Так ими “в керне скважин, в карьерах и шахтах были встречены образцы руд, где на долю магнетита и титаномагнетита падает иногда до 70–80% объема породы” [Винокуров, Гуткин, 1960, с. 118].

Верхний девон (фран-фамен)

На юге в миогеосинклинальной области западного склона Урала расположен другой комплекс бокситоносных формаций, приуроченный к гипергенному покрову верхнего девона – Южноуральский бокситоносный район (ЮУБР), который имеет строение отличное от СУБРА [Бокситоносные..., 1987].

В составе комплекса выделяются две бокситоносные формации: основная – пашийская (нижнефранская) и менее значимая – орловская (верхнефранская), приуроченные к континентальным перерывам в разрезе карбонатной толщи верхнего девона. Бокситовые тела этих формаций обычно образуют пластовые залежи мощностью в первые метры. Бокситовые руды ЮУБРА накапливались в условиях сглаженного рельефа широких долин с пологими склонами. Качество их более низкое по сравнению с рудами СУБРА. Отмечается большое развитие в них вторичных процессов шамозитизации и каолинизации; имеет место латеральная смена бокситов прибрежно-морскими бемит-диаспор-гематитовыми железными рудами, характерными для платформенных областей.

Существенный интерес в познании обстановок гипергенеза среднего палеозоя представляют так называемые “Бокситы Кары”.

Карский район Полярного Урала занимает бассейн среднего течения р. Кары, располагаясь на стыке структур Пайхойского антиклинория и западного склона Полярного Урала. Здесь на биогермных, часто доломитизированных известняках живета залегает слой углисто-кремнисто-глинистых известняков с многочисленными микроскладками волочения. Все обнаруженные в бассейне Кары проявления силикатных диаспоритов (“бокситов”) располагаются в нижней части этого слоя и представляют собой линзовидные тела темно-серых почти черных диаспор-хлоритовидных пород [Михайлов и др., 1979]. Длина рудных линз – 2–15 м, при мощности от 10–15 см до 3–5 м. Выше залегает мощная (более 400 м) толща глинистых серых плитчатых известняков франа.

При внимательном ознакомлении с разрезом прежде всего обращает на себя внимание полное отсутствие геологических признаков, указывающих на наличие здесь континентального перерыва. Вся зона контакта живета и франа несет на себе признаки гидротермального воздействия (кварц-кальцитовые, кварц-полевошпатовые жилы с сульфидной минерализацией и кварц-кальцит-флюоритовыми прожилками) и динамометаморфизма (присутствие муассонита, хлоритов, мусковита и др.), затронувших как вмещающие породы, так и линзовидные стяжения (макроконкреции?) диаспоритов.

Отсутствие признаков перерыва и наличие явных широко распространенных признаков эндогенного воздействия на породы приконтактной зоны свидетельствуют о малой вероятности связи диаспоритовых тел с континентальными перерывами и процессами латеритизации. Более вероятным нам представляется предположение о высачивании кислых глиноземистых гидротерм в западинах водоемов, щелочные воды которых являлись щелочно-кислотным гипергенным барьером, к которому максимально чувствительны соединения алюминия.

Иначе говоря, “бокситы Кары” – суть силикатные диаспориты – продукты подводного термального гипергенеза [Михайлов и др., 1979; Бокситоносные..., 1987].

Нижний карбон (турне-визе)

Раннекаменноугольная эпоха гипергенного породо- и рудообразования на Урале, в отличие от соседней Русской плиты, проявилась крайне слабо, что было обусловлено повсеместным развитием в это время горообразовательных процессов и отчасти связанным с этим похолоданием климата.

Определенный интерес представляют лишь узко региональные континентальные предвизейский и предтурнейский перерывы в осадконакоплении, к которым приурочены проявления хемаллитов на Колчимском поднятии (западный склон Северного Урала, Красновишерский район) и на Журавликовском месторождении каолинов (Средний Урал) [Бокситоносные..., 1987; Михайлов, 1982].

Наиболее интересен Красновишерский район, в пределах которого неоднократно проводились геологические работы с надеждой найти нижнекаменноугольные бокситы.

Хемаллиты вскрывались скважинами на Сторожевском участке в низовьях реки Колчимы и в районе р. Нижней Тулымки. Они представлены хрупкими глиноподобными породами кварц-гиббсит-каолинового состава оливково-зеленого цвета с кремневым модулем 0.72–0.83. В составе хемаллитов отчетливо выделяются мелкие белые и желтые гнезда галлуазита с вкрапленностью пирита. Хемаллиты залегают на известняках кыновского горизонта турнейского яруса.

По составу, условиям залегания и даже возрасту Красновишерские хемаллиты соответствуют многократно описанным в литературе “подмосковным бокситам”, относящимся к группе хемаллитов [Михайлов, 1982, 1988].

Определенный интерес для познания природы гипергенных покровов Урала могут представить развиваемые в последние годы идеи об участии гипергенных процессов в формировании колчеданных полиметаллических месторождений. В 1989 г. была опубликована обобщенная модель формирования оксидно-железистых образований, частным случаем которых является подводная железная шляпа [Масленников и др., 1989; Геолого-генетические..., 1993].

3. МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ГИПЕРГЕНЕЗ

Мезозойско-кайнозойская группа эпох гипергенного породо- и рудообразования наиболее разнообразна и продуктивна на всем земном шаре. В ее гипергенных покровах заключена основная доля добываемого человечеством минерального сырья.

Мезозойские и кайнозойские покровы Урала

Мезозойские и кайнозойские покровы Урала объединяются в три группы, существенно отличные друг от друга – верхнетриасовую, меловую (апт-туронскую) и палеогеновую (олигоценую). Кроме того, особого рассмотрения заслуживает неоген-четвертичный чехол, отложения которого практически повсеместно перекрывают весь субстрат.

Верхнетриасовая группа

Триасовый период в целом характеризуется высоким стоянием Уральского орогена и широким распространением субаридного климата как на Урале, так и в окружающих областях. Исключение составляют лишь эрозионно-тектонические депрессии, располагавшиеся вдоль восточного склона Урала и в обширной Орской впадине.

Анализ материалов показывает, что формирование кор выветривания с латеритным профилем в то время на восточном склоне Урала происходило только в бортовых частях тех депрессий, прогибание которых началось в позднем триасе (Волчанская, Веселовско-Богословская, Люльинская). В депрессиях иного времени заложения никаких признаков латеритного корообразования не отмечается [Михайлов, 1998].

Наиболее широко гипергенные процессы в позднем триасе проявились на западе Орской впадины, в ее Таналыкской депрессии. Здесь под покровом юрских, часто угленосных отложений широко распространена халиловская толща верхнего триаса [Михайлов и др. 1998]. В состав последней входит разнообразный комплекс гипергенных образований, включающий латеритные (бокситоносные, кобальт-никеленозные, марганценозные) коры выветривания, пролювиальные и делювиальные железные руды, легированные никелем, кобальтом, ванадием [Михайлов, Иванов, 2003]. В местах налегания халиловской толщи на закарстованную поверхность известняков широко развит рудоносный карст.

Гипергенные покровы позднего триаса характеризовались развитием процессов термального гипергенеза. Последний наиболее полно проявился в зоне Главного Уральского надвига, где к нему приурочен ряд месторождений термального гипергенеза, содержащих богатые руды никеля (Уфалейская группа, Аккермановское месторождение и др.), а также золоторудные тела в зонах глубинных разломов, в частности, на границе Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия (Кировское месторождение и др.) [Михайлов, 1999].

Меловая (апт-туронская) группа

Гипергенные образования мелового возраста встречаются на всем Урале. Они представлены не только корами выветривания, но и рудными шляпами, карстовыми, флювиальными отложениями, а также различными телами термального гипергенеза, заключающими бокситовые, марганцевые, никелевые, золотые руды, россыпи минералов титана и др.

Наиболее полно и палеонтологически доказательно разрезы мелового гипергенного покрова представлены на юго-востоке Урала, на Заураль-

ском пенеппене, более половины которого покрыто меловым элювием и континентальными продуктами его переотложения.

В настоящее время мощность сохранившегося от размыва гипергенного покрова не превышает первых десятков метров, но в отдельных карстовых депрессиях и структурно-эрозионных впадинах достигает двухсот и более метров. Принципиально важно отметить, что этот, иногда многосотметровый покров при проведении геолого-съемочных работ часто на картах не показан. О присутствии его можно лишь косвенно судить по проявлениям гипергенной рудной минерализации.

Особый интерес на Урале представляют многочисленные субмеридионального простирания эрозионно-структурные долины, заполненные продуктами ближайшего переотложения часто рудоносного элювия мелового и палеогенового возраста [Гузовский, 1971]. Эти долины часто трансформируют зоны разломов и дробления пород фундамента, с которыми связаны проявления термального гипергенеза и рудоносный карст.

На большинстве карт полезных ископаемых, металлогенических и других гипергенные рудные тела включаются в состав месторождений субстрата, что иногда приводит к существенным просчетам в прогнозных оценках. Например, в Магнитогорском мегасинклиории принято выделять силурийскую и девонскую марганценозные формации, в состав которых входит ряд месторождений. В действительности, промышленный интерес на этих месторождениях представляют только зоны окисления (гипергенный покров, рудные шляпы) мелового и, вероятно, кайнозойского возраста. Среди силурийских и девонских вулканогенно-осадочных формаций известны лишь породы, содержащие силикаты и карбонаты марганца, не представляющие промышленного интереса [Михайлов, 2001].

Олигоценовая группа

После апт-туронской активизации гипергенных процессов на Урале наступил период относительного тектонического покоя, сопровождавшийся медленным распространением морских трансгрессий как со стороны Западносибирской, так и Русской плит. Только во второй половине палеогена повсеместно отмечается оживление тектонической деятельности, соответственно, омоложение рельефа и развитие процессов выветривания. Возникший гипергенный покров существенно отличался от покровов более древнего возраста. Первое, что надо отметить, это полное отсутствие среди собственно олигоценых образований латеритных кор выветривания и связанных с ними бокситов. Минералы гидроксид-

дов железа из олигоценового элювия лишены изоморфной примеси алюминия, что резко отличает их от гидроксидов кор выветривания триаса и мела, где распространен алюмогётит.

Олигоценый гипергенез часто накладывает на более древние гипергенные образования. При этом образуются сложно построенные профили неясного возраста. Однако есть все основания утверждать, что в олигоцене интенсивно протекали процессы гипергенного преобразования субстрата. На это определенно указывает обилие “высокозрелых” пород – каолиновых глин, глинистых маршаллитов, существенно кварцевых песков с устойчивыми против выветривания минералами тяжелой фракции.

Минерагения олигоценового гипергенного покрова разнообразна и характеризуется специфическим поведением ряда рудных и петрогенных элементов. Обращает на себя внимание высокая геохимическая подвижность оксидных соединений железа. Последние иногда образуют полные псевдоморфозы гетита по кварцевым жилам и известнякам. В олигоцене в Зауралье формируются месторождения оолитовых руд железа с запасами в сотни млн т, промышленные россыпи минералов титана, циркония. Аналогично железу ведет себя марганец, оксигидроксиды которого концентрируются в верхних зонах олигоценовой коры выветривания и рудных шляп, образуя корочки, бобовины. Соединения марганца иногда сорбируют различные элементы, включая кобальт, никель, золото и платиноиды.

Следует также отметить характерную для всего палеогена повышенную геохимическую активность кремния. Последний в олигоцене интенсивно мигрировал в верхних горизонтах элювиальных профилей и за их пределами, образуя многометровые зоны окремнения, а в синхронных осадочных толщах – горизонты кремней.

В олигоцене активно продолжалось формирование карстовых форм рельефа, глубина карстовых депрессий местами достигала сотен метров. На дне этих депрессий и долин известны россыпи золота, минералов редких элементов.

Современный минерально-сырьевой потенциал гипергенных покровов Урала

Активное освоение минеральных ресурсов Урала началось в XVIII веке. Первые двести лет разрабатывались главным образом залежи богатых железных руд, сформированных в гипергенных покровах мезозоя и кайнозоя: мартиты и валунчатые руды гор Благодать, Высокая, Магнитная и др., содержащих 60% и более железа; турьитовые и гидрогётитовые руды Бакала, содержащие 50 – 55% железа; гидрогётитовые бурые железняки, легированные никелем, кобаль-

том и ванадием Орско-Халиловского района Южного Урала; богатые оксидные марганцевые руды (40–45% марганца); бокситовые руды из меловых и девонских гипергенных покровов; элювиальные и карстовые кобальт-никелевые руды Уфалея и Режа на Среднем Урале (до 2–2.5% никеля); медные, полиметаллические и золотые руды из оксидных железных шляп на колчеданных месторождениях; бурые угли, а также многочисленные неоген-четвертичные богатые россыпи золота, платины, алмазов, хромитов, минералов титана, драгоценных и поделочных камней и пр.

По мере отработки богатых по содержанию, но в большинстве ограниченных по запасам гипергенных месторождений и россыпей началась эксплуатация крупных по запасам, но содержащих относительно более бедные – “коренные” (эндогенные) руды, залегающие на глубинах в десятки, а иногда и в сотни метров: железных – скарново-магнетитовых, магнетитовых и титано-магнетитовых, сидероплезитовых и пистомезитовых; марганцевых кремнисто-карбонатных; полиметаллических колчеданных, золото-сульфидных, золотых и др.

В современных условиях повсеместного акционирования горно-рудных предприятий, перехода российской промышленности на рыночные отношения и отказа от государственного дотирования предприятия Урала по большинству ведущих видов сырья (руды Fe, Mn, Al, Cr, Ni, Cu, Au и др.) становятся неконкурентноспособными на мировом рынке. Ряд перерабатывающих предприятий вынужден переходить на импорт сырья из стран ближнего и дальнего зарубежья, либо на сухопутный завоз с месторождений, расположенных за многие сотни километров от потребителя (железные, марганцевые, бокситовые руды).

Железные руды

На государственном балансе в 90-х годах по Уральскому региону состояло 5 млрд т железных руд. Если к ним добавить десятки миллиардов прогнозных ресурсов, то, казалось бы, металлургия Урала обеспечена железорудным сырьем на сотни лет вперед. Но все не так просто. Сегодня один из крупнейших на Урале Магнитогорский комбинат работает на импортной руде Качара (Северный Казахстан), 30% сырья завозится с КМА, переходит на дальнепривозную руду Орско-Халиловский комбинат (НОСТА) и т.д. Причиной этого является то обстоятельство, что 75.5% балансовых руд на Урале составляют бедные титано-магнетитовые руды Нижнего Тагила со средним содержанием железа 16.6%. Среднее содержание железа на скарново-магнетитовых месторождениях Урала не превышает 29%. Только 2% запасов железных руд могут быть использованы без обогащения (табл. 2).

Таблица 2. Состав промышленных железных руд Урала

30 ^е –40 ^е годы XX века (БСЭ, 1952 г.)					90 ^е годы XX века (Государственный баланс, 1991 г.)			
тип руды	Fe %	ппп %	рудные минералы	примечания	тип руды	Fe %	рудные минералы	примечания
Валунчатая руда	61.1	2.4	гематит, гидрогематит	г. Магнитная	Скарново-магнетитовая	25–36	магнетит	г. Магнитная
Мартит	61.9	0.8	гематит	г. Магнитная	Качканарский и Гусевгорский титаномагнетит	15–17	магнетит, титаномагнетит	г. Высокая
Полумартит	55.0	2.5	магнетит, гидрогематит	г. Высокая	Скарново-магнетитовая	20–30	магнетит	г. Благодать
Кусинский титаномагнетит	46.2	0.6	титаномагнетит	TiO ₂ – 12.5% V – 0.35% Cr – 0.22%	Бакальский сидерит	31.6	сидероплезит, пистомезит	MgO – 10–15%
Халиловский бурый железняк	40.9	8.5	гётит, гидрогетит	Ni – 0.66% Cr – 1.27%	Бурые железняки	40–45	гётит, гидрогематит	запасы ограничены
Валунчатая руда	55.2	3.93	гематит, гидрогематит, гётит	г. Благодать				
Мартит	64.1	1.8	гематит	г. Благодать				
Лимонит	53.2	12.72	гётит, гидрогетит	MnO – 1.0%				
Бакала								
Турьит	61.0	4.8	гидрогематит, гётит	MnO – 3.0%				
Бакала								

Особенно тревожное положение складывается в старинном горняцком городе Бакале, основанном более двух столетий тому назад на Бакальских железорудных месторождениях. Государственным балансом 90-х годов на Бакале учтено около миллиарда тонн сидеритовых (пистомезит-сидероплезитовых) руд рифея и около 100 тыс. т бурых железняков, слагающих полихронную гипергенную шляпу. Первоначально на Бакале обрабатывались только высококачественные бурые железняки, содержащие 50–55% железа, но когда дело дошло до рифейских сидеритов, то оказалось, что они вовсе не сидериты, а тугоплавкая смесь сидероплезита и пистомезита, содержащая 10–15% MgO (см. табл. 2). Для плавки “бакальского сидерита” необходимо добавлять “раскислитель” – высококачественный бурый железняк. Месторождения таких железняков, открытые и разведанные в годы Советской власти, на сегодняшний день практически отработаны по всему Уралу.

Высококачественные бурые железняки известны только в гипергенных покровах. Они необходимы и для Орско-Халиловского комбината, специально построенного для переработки легированных Ni, Co, V бурых железняков Халиловского и Хабарнинского ультраосновных массивов Южного Урала.

По нашим представлениям, перспективы обнаружения таких руд в гипергенных покровах Урала благоприятны. Например:

– районы Буруктальского и Сахаринского ультраосновных массивов, в никелевых карьерах которых вскрываются (и отправляются в отвал) бурые железняки (структурные охры), содержат 40% железа;

– краевые части отработанных карьеров гор Магнитная, Высокая, Благодать и др., где целесообразно провести переоценку оставшихся частей залежей валунчатых руд и мартитов.

Существенный интерес могут представлять известные на Урале месторождения высокоглиноземистых железных руд (ЖАС), технология переработки которых на глинозем и высококачественный чугун предложена Б.Н. Одокием [1984]. К таковым относятся: легированные никелем и кобальтом бурые железняки халиловского типа, гематит-диаспоровые бобовые руды верхнего девона, развитые на юго-западном обрамлении ЮУБРа, а также сотни млн тонн осадочных бобово-железных легированных Co и Ni руд Серовского района Северного Урала мелового возраста.

Марганцевые руды

Марганцеворудной базой металлургической промышленности Урала в XVIII–XIX веках были

Таблица 3. Характеристика запасов марганцевых руд

Страны-экспортеры и СНГ, тип руд	Запасы, подтвержденные	Мп в "сырой руде"	Мп в "товарной руде"	Преобладающие рудные минералы
Австралия	300	38–50	50–55	Пирролюзит, криптомелан, меньше манганит, нсутит
Бразилия	200	30–40	50–53	Криptomелан, пирролюзит, манганит, литиофорит, браунит
Габон	400	40–55	48–60	Пирролюзит, криптомелан, манганит
Индия	100	25–50	40–50	Пирролюзит, манганит, браунит, криптомелан, гаусманит
ЮАР	1000	25–55	48–52	Пирролюзит, манганит, браунит, гаусманит, криптомелан
Украина, оксидные	200	20–23	38–48	Манагнит, криптомелан, пирролюзит
Украина, карбонатные	1000	18–22	–	Родохрозит, манганокальцит
Грузия, оксидные	30	25–35	45–50	Пирролюзит, криптомелан
Грузия, карбонатные	140	18	–	Родохрозит, манганокальцит
Россия, оксидные	7.5	27	До 40	Криptomелан, вернадит, манганит, пирролюзит
Россия, кремнисто-карбонатные, в том числе Урал:	160	16–20	До 22	Родохрозит, манганокальцит, олигонит
оксидные	1.5	25–30	До 40	Криptomелан, пирролюзит, манганит, браунит, гаусманит
кремнисто-карбонатные	40	17–21	До 25	Родохрозит, манганокальцит, олигонит

Примечание. Запасы даны в млн т руды, содержание Мп – в %.

многочисленные оксидные марганцеворудные шляпы Mz-Kz гипергенного покрова, приуроченные к выходам на дневную поверхность марганецсодержащих пород различного состава, генезиса и возраста. С тех пор сохранились сведения о добыче высококачественных пирролюзит-криptomелановых руд на прибрежных увалах реки Сосьвы, сложенных палеогеновыми бедными кремнисто-карбонатными прибрежно-морскими рудами марганца; а также об отработке Mz-Kz марганцеворудной шляпы Сапальского месторождения на Среднем Урале. На юге в Орском уезде гипергенные оксидные руды добывались на Файзулинском, Ялимбетовском и других мелких месторождениях, приуроченных к выходам марганецсодержащих вулканогенно-кремнистых отложений девона. Но уже в начале XX века с вводом в эксплуатацию уникальных Никопольского (Украина) и Чиатурского (Грузия) месторождений на Урале резко сократилась добыча марганцевых руд и к началу 1-ой Мировой войны составляла лишь 0.3% общей суммы добывавшегося в России этого вида сырья [Сустанов, 1997].

В предвоенные 30-е годы бурного развития металлургической промышленности СССР основным источником марганца продолжали оставаться месторождения Украины и Грузии. Все попытки геологической службы СССР создать на

Урале собственную автономную базу оказывались безрезультатными и, как правило, заканчивались лишь обнаружением рудопроявлений (мелких непромышленных месторождений?), либо выдачей рекомендаций и подсчетом прогнозных ресурсов.

К концу XX века на Урале создалась парадоксальная ситуация. Сумма прогнозных ресурсов марганцевых руд, по данным Е.С. Контаря и К.П. Савельевой, на 1999 г. составила 580 млн т. При этом авторы к сделанному прогнозу добавляют следующее: "Вместе с ресурсным потенциалом недостаточно изученных уровней и районов мы приближаемся к 1 млрд т (без учета потенциала Пай-Хой-Новоземельской провинции)" [Контарь и др., 1999, с. 112]. Этот потенциал сотрудники ВНИИОкеангеологии – первооткрыватели Пай-Хой-Новоземельского марганценозного бассейна оценивают в несколько десятков млрд т [Платонов и др., 1992]. Если учесть, что ежегодная потребность металлургической промышленности Урала составляет первые сотни тыс. т марганцевых концентратов, то положение, опять-таки на первый взгляд, может показаться вполне благополучным. Но в современных условиях вхождения России в мировую экономическую систему положение дел с марганцеворудной базой Урала окажется далеко не благополучным.

Металлургическая промышленность развитых стран мира базируется главным образом на гидроксидных рудах марганца крупных и гигантских месторождений, расположенных в современном тропическом поясе Земли. При сравнении этих руд с рудами балансовых запасов России (табл. 3) обращает на себя внимание общая скудность наших запасов, преобладание карбонатных (кремнисто-карбонатных с кремневым модулем $M_{Si} = 1-2$ и даже карбонатно-кремнистых с кремневым модулем $M_{Si} = <1$, не используемых за рубежом) над оксидными, низкие содержания марганца в руде, иногда высокая степень метаморфизма руд, присутствие в них повышенного количества серы, фосфора и пр.

Проведенный нами анализ марганцеворудной базы Урала [Михайлов, 2001] показал следующее.

1. В геологической истории Урала отсутствовали условия и обстановки, благоприятные для формирования крупных месторождений высококачественных руд марганца, аналогичных существующим в странах современного тропического пояса (ЮАР, Бразилия, Габон, Индия и др.). В связи с этим металлургическая промышленность Урала в основном может либо использовать собственные руды худшего качества с последующим их сложным обогащением, либо рассчитывать на импорт качественного сырья (см. табл. 3).

2. Остаются определенные основания для обнаружения на Урале хоть и небольших, но промышленно значимых марганцевых месторождений, марганцеворудных шляп, приуроченных к Mz-Kz гипергенным покровам. Лучшим субстратом для них служат комплексы интенсивно дробленных, максимально обогащенных различными по составу марганецсодержащими минералами, легко выветривающихся пород: марганцовистых известняков, мраморов, доломитов, туфов, карбонатизированных туфобрекчий, туффитов, скарнов и пр.

Наиболее интенсивно формирование марганцевых шляп происходит в условиях жаркого влажного климата в областях расчлененного средне- и низкогорного рельефа. На Урале такие обстановки возникали в позднем триасе, в середине мела, а также в олигоцене.

Для тех же периодов времени характерно и развитие марганценосного карста. И.М. Варенцов, ссылаясь на работы Е.А. Баскова, Д.И. Павлова и анализируя обширный материал по карстовым месторождениям мира, обосновывает положение о том, что формирование карстовых месторождений марганца происходит не только под влиянием вадозных (метеорных), но и глубинных вод разного генезиса: седиментационных, инфльтрационных, регенерированных, метаморфогенных [Varentsov, 1996; Михайлов и др., 1998].

Таким образом, одной из важнейших и реально выполнимых геологических задач в проблеме обеспечения марганцевым сырьем металлургической промышленности Урала, на наш взгляд, сегодня являются поиски месторождений качественных оксидных руд в марганцеворудных шляпах, приуроченных к Mz-Kz гипергенным покровам. Месторождения будут невелики по запасам (сотни тысяч и первые миллионы тонн); по составу руды оксидные с содержанием 30–35% марганца в составе пиролюзита, криптомелана, манганита. Наиболее перспективные районы для поисков: меловой Зауральский пенеплен, Зилаирское плато, северная часть Орской впадины.

Опыт многолетних прогнозных исследований показывает, что наиболее продуктивные марганценозные шляпы чаще встречаются в пониженных частях современного рельефа под неоген-четвертичным покровом, где они не затронуты современной эрозией. В таких случаях наблюдается “размазывание” шляпы в покровных суглинках, образование валунчатых россыпей, содержащих обломки богатых гидроксидных руд марганца.

В геологически “закрытых” и “полузакрытых” районах, к которым относится большая часть Южного и Среднего Урала, эффективно применение металлотрического (“марганцетрического”) опробования. Аномалии в 0.5–1% марганца на площадях уже в первые сотни м² могут служить поисковым признаком на марганцеворудную шляпу.

Глиноземные руды

Глинозем (Al_2O_3) – минеральный полупродукт, получаемый из различных видов сырья и используемый для производства разнообразной конечной продукции. Практически для всех глиноземных пород [Михайлов, 1982] разработаны методы получения глинозема, но промышленное применение на заводах получили только бокситовые и нефелиновые руды. Последние должны содержать не менее 25–27% Al_2O_3 и 15–17% $Na_2O + K_2O$. До “перестройки” в Азербайджане в Кировобаде действовал завод, перерабатывавший алуниты на глинозем, сульфат калия и серную кислоту. Основная масса глинозема используется для получения алюминия на алюминиевых заводах.

Все глиноземные породы, образовавшиеся другим путем, несмотря на их сходство с бокситами по содержанию глинозема и кремневому модулю, имеют другие названия. [Михайлов, 1988]. На Урале известны бокситы, силикатные диаспориты и хемаллиты, при этом промышленное значение сегодня имеют только бокситовые руды.

Бокситы (бокситовые руды)

Бокситы и бокситоносные отложения на Урале встречаются как в складчатом основании, так и в платформенном чехле. Промышленные же месторождения бокситовых руд известны только в гипергенных покровах среднего девона (эвгеосинклинальный бокситоносный комплекс), верхнего девона (миогеосинклинальный бокситоносный комплекс), верхнего триаса (субплатформенный бокситоносный комплекс) и мела (платформенный бокситоносный комплекс) [Бокситоносные..., 1987].

Поскольку наиболее полная характеристика бокситоносных комплексов – их строение, состав, условия образования и практическая значимость приведены в опубликованной монографии [Бокситоносные..., 1987], ниже мы остановимся главным образом на вопросах прогнозной оценки всего геологического разреза Урала на бокситовые руды.

Современное положение с обеспечением местным сырьем глиноземных заводов Урала крайне тяжелое. Давно прекращена эксплуатация месторождений бокситовых руд мезозойского возраста, закрыты шахты ЮУБРа. Шахты СУБРа, находящиеся практически на территории Западно-сибирской низменности, уже уходят на глубины более полукилометра, т.е. нижние их горизонты располагаются на 200–300 м ниже уровня океана в закарстованных карбонатных породах. Дорогостоящая борьба с притоком подземных вод резко понижает эффективность добычных работ. В настоящее время Богословский и Уральский глиноземные заводы вынуждены переходить на дальнепривозные тиманские руды иного состава и худшего качества, что требует перестройки технологического процесса предприятий.

В создавшейся ситуации крайне необходимо продолжение прогнозно-поисковых работ на глиноземное сырье.

Характеристика бокситоносности Урала в упомянутой выше монографии дана по материалам, доступным для изучения по обнажениям, горным выработкам и скважинам, т.е. до максимальной глубины порядка 1 км. Сведения по большим глубинам представляют собой лишь предположения, основывающиеся на экстраполяции поверхностных данных с учетом, как правило, неоднозначных геофизических материалов. Так например, как следует из описания среднедевонского бокситоносного комплекса [Бокситоносные..., 1987], условия для формирования промышленных месторождений в эйфеле и живете существовали только на восточных склонах Северного Урала. Немногочисленные попытки найти бокситы в более южных районах, вплоть до Тургайского прогиба оказались безуспешными. Но это отнюдь не значит, что их там нет. Обсле-

дованы только поверхностные, либо неглубоко залегающие разрезы девона.

Несколько более обоснованы предположения о перспективах бокситоносности “районов севернее Ивделя”, т.е. восточных склонов Северного, Приполярного и Полярного Урала, расположенных к северу от месторождений СУБРа до рудопоявлений Шучинского синклинория. На этой еще слабо геологически изученной территории в 70-х–80-х годах работали геологи “Полярноуралгеологии” (С.Д. Петров, И.В. Максимова, В.П. Теплов и др.), “Уралгеологии” (О.А. Ткаченко, Г.А. Большун), ВСЕГЕИ (Р.И. Ерошевская, Б.М. Михайлов), ИГЕМА (Б.А. Богатырев), ВИМСа (С.К. Гипп, М.В. Воинов). Ими был получен целый ряд новых данных, позволяющих предполагать продолжение полосы бокситовых месторождений среднедевонского комплекса и далее к северу. К сожалению, из-за развала геологической службы СССР эти перспективные исследования прекратились.

Обращают на себя внимание находки Р.И. Ерошевской в базальном горизонте раннеэйфельской такатинской свиты западного склона Среднего Урала глинистых пород, содержащих минералы “свободного” глинозема, но эти исследования также прекращены.

Особого внимания заслуживает так и оставшаяся нерешенной проблема возможной бокситоносности рифогенных известняков сакмарского яруса перми. Среди уральских геологов распространено мнение о бесперспективности отложений пермского периода на поиски бокситов в связи с господством в те времена аридного климата. В то же время месторождения бокситовых руд известны в пермских отложениях Турции, Ирана, Афганистана, Кореи и Вьетнама. Возможно, точка зрения уральских геологов не совсем верна. В частности, определенный интерес представляет контакт светло-серых с малиновыми пятнами рифогенных известняков сакмарского яруса с темно-серыми плитчатыми доломитами и глинисто-карбонатными сланцами артинского яруса. Этот контакт повсеместно резкий, поверхность сакмарских рифогенных известняков закарстована, обстановка полностью аналогична таковой для бокситоносных разрезов среднего и верхнего девона. Проведенный Г.А. Большун и Н.В. Федоровым подбор архивных материалов показал, что именно здесь в разное время геологами были зафиксированы развалы, глыбы и отдельные коренные выходы бокситов и аллитов. Наиболее достоверными представляются данные П.В. Лазарева, проверявшего заявку В.Д. Наливкина на бокситы и вскрывшего канавой у деревни Ярославки Дувинского района Башкирии контакт сакмарских рифогенных известняков с артинскими доломитами. На контакте

им описана толща аллитов с содержанием Al_2O_3 – 32.98% и SiO_2 – 16.80%.

Перспективы субплатформенного и платформенного бокситоносных комплексов в местах их выхода на дневную поверхность и до глубин 150–200 м на сегодняшний день изучены достаточно полно [Бокситоносные..., 1987; Савельева, 1997 и др.], но остаются еще значительные не оцененные площади, расположенные в Зауралье, где известны весьма перспективные бокситопроявления на больших глубинах. Кроме того, до сих пор не дана полная оценка перспективности западного крыла Магнитогорского синклиория на участках развития там карбонатных отложений нижнего карбона. Следует обратить внимание на то, что известные здесь карстовые воронки местами заполнены дефицитными (бескальциевыми – “электрокорундовыми”) бокситами. В частности, на правом берегу р. Урала в бассейне притока р. Нижней Орловки на поверхности известняков S_1 известен ряд карстовых бокситоносных депрессий мелового возраста. Выходящие на поверхность линзы бокситов содержат до 60% Al_2O_3 и 1.5 – 1.8% SiO_2 . Общие запасы качественных руд составляют около 0.5 млн т [Ноздрин, 1959]. Близповерхностные рудные тела таких бокситов с запасами более 100–300 тыс. т и расположенные в обжитых районах представляют промышленный интерес.

Мировые запасы бокситовых руд огромны (многие десятки млрд т). Россия – одна из немногих стран мира, импортирующих бокситы (либо глинозем) для работы ее алюминиевых заводов. Экономически обоснованной замены бокситам нет, но в случае непредвиденных ситуаций на замену бокситовым и нефелиновым рудам могут прийти в достаточном количестве имеющиеся на территории России алуитовые руды, сынныриты, на худой конец, каолины, анортозиты и ряд других высокоглиноземных пород, для которых проведены технологические испытания на предмет получения глинозема. [Одокий, 1984].

Никелевые руды

Урал является второй после Норильск-Талнахского района сырьевой базой никелевой промышленности России (11% общих запасов страны) [Козловский, 2002]. В городах Орске, Уфалее, Реже расположены комбинаты и завод, которые перерабатывают характерные для Урала оксидно-силикатные кобальт-никелевые руды. Все известные здесь месторождения никеля входят в состав мезозойского гипергенного покрова и представляют собой полигенные полихронные образования, объединенные родством с ультраосновными массивами дунит-гарцбургитовой формации.

Таблица 4. Основные показатели сырьевой базы оксидно-силикатных руд мира

Страна	Запасы Ni, млн т	Добыча Ni, тыс. т	Содержание Ni в руде, %
Куба	18.000	40.0	1.10–1.16
Новая Каледония	11.700	121.0	2.10
Индонезия	2.960	88.2	1.60
Филиппины	0.370	3.5	2.10
Колумбия	0.450	24.0	2.60
Россия (Урал, активные запасы)	~0.500	8.0–10.0*	1.0–1.2

Примечание.* Расчет по [Прошин, Горелов, 1997].

По минеральному составу уральские никелевые руды сходны с рудами никеленосных кайнозойских латеритов современного тропического пояса Земли, заключающих в себе более 70% мировых запасов этого металла. Но полных аналогов никеленосным латеритам в России, да и во всем СНГ, неизвестно и, вероятно, не существует. Все уральские гипергенные месторождения никеля более древние, формировались в существенно иных тектонических и палеогеографических обстановках, в основном характеризуются преобладанием более бедных руд, худшими технологическими показателями отработки и требуют существенно иных методов прогнозирования, поисков и оценки (табл. 4) [Михайлов, 2002].

В настоящее время сырьевой базой Южно-уральского никелевого комбината (ЮУНКа) является Буруктаальское месторождение (подготавливается для эксплуатации Сахаринское), для Уфалейского комбината и Режского завода – Серовское месторождение (Еловский карьер). Все месторождения находятся в 240–500 км от потребителя.

Буруктаальское месторождение. Крупнейшее в России комплексное Fe–Co–Ni месторождение приурочено к одноименному ультраосновному массиву, расположенному на востоке Оренбургской области в 240 км восточнее Орска. Массив и месторождение изучались многими исследователями [Эдельштейн, 1956, Никитин, 1962, Григорьева, Шешукова, 1969, Вершинин, 1996, Михайлов, 2000б и др.].

Весь массив интенсивно дислоцирован, расчленен зонами дробления, разломами различного возраста. Обилие глубоких тектонических нарушений благоприятствовало развитию процессов термального метаморфизма: тремолитизации, хлоритизации, оталькования, а позднее, во время раннемезозойской тектоно-магматической активизации Урала – объемному термальному гидролизу пород зоны гипергенеза.

Таблица 5. Характеристика промышленных руд месторождения Буруктал

Металл	Месторождение в целом		III ^{ий} рудный участок					
	Овчинников, 1998		утверждено ГКЗ* СССР 01.05.68 г.		ТЭО** “Гипроникель” 1992		3 ^{его} добычной карьер участка 2000–2001 гг.	
	запасы, тыс. т	содержание, %	запасы, тыс. т	содержание, %	запасы, тыс. т	содержание, %	содержание, %	
							на завод	на склад
никель	1377.0	0.97	1032.0	0.89	715.196	1.11	по блокам 1.1–1.2 ~1.15	0.9–1.03
кобальт	121.37	0.06	96.769	0.084	67.404	0.105		
условный (“приведенный” никель)	$\frac{2226.59}{(Ni + 7Co)}$	1.39	$\frac{1639.476}{(Ni + 7Co)}$	1.3	$\frac{782.6}{(Ni + Co)}$	1.21	–	–
природно-легированные железные руды	892 тыс. т		1.3 млн т руды с содержанием: Fe – 35%, Ni – 0.45%, Co – 0.034%.				на склад – руда с содержанием Fe – 25–28%.	

Примечание. * Государственная комиссия по запасам; ** технико-экономическое обоснование.

Месторождение Буруктал состоит из 7 рудных участков. Наиболее крупный – третий, в котором сосредоточены основные запасы руд и расположен действующий с 1978 г. карьер (табл. 5).

Разведка месторождения велась в 50-е годы, когда все материалы по сырьевым запасам никеля и кобальта как стратегических металлов не подлежали публикации в открытой печати. Потребности и цены на эти металлы диктовались оборонной промышленностью и дотировались государством.

Первый подсчет запасов месторождения был утвержден ГКЗ СССР в 1968 г. Основным параметром кондиций служило бортовое содержание “условного никеля”, значение которого определялось по формуле $Ni_{усл.} = Ni\% + 7Co\% > 1.3\%$ в подсчетном блоке. При этом минимальное содержание никеля в руде должно быть 0.6%, кобальта 0.05%. Кроме того учитывались запасы природнолегированных железных руд, содержащих 35% Fe, 0.45% Ni и 0.034% Co в сумме 1.3 млн т (см. табл. 5).

Для переработки комплексных руд месторождения Буруктал по технологии электроплавки с обязательным извлечением Ni и Co в пос. Светлом, расположенном в 7 км от месторождения, в 50-х годах началось строительство комбината.

Но уже на рубеже 50–60-х годов в связи с открытием на севере Сибири в Норильском районе месторождения Талнах – одного из крупнейших в мире месторождений Cu-Ni руд произошло резкое сокращение, а затем почти полное прекращение работ на никель в геологических организациях Урала, в том числе и на Буруктале.

В 1958 г. на Кубе – стране, занимающей одно из первых мест по запасам никелевых руд, произошла революция, что в конечном счете привело к

поставкам в СССР с Кубы никелевых концентратов. Цеха будущего Буруктальского комбината были перепрофилированы на переработку этих концентратов и включены в состав ЮУНКа.

В 90-х годах в связи с распадом СССР началось акционирование Уральских никелевых комбинатов и соответственно прекратились государственные дотации [Стукалов, Муфтахов, 1996].

Существенный урон уральским комбинатам был также нанесен бесконтрольной продажей за рубеж никелевого лома, который ранее частично компенсировал низкое содержание никеля в перерабатываемых рудах.

До 1991 г. основной сырьевой базой ЮУНКа была расположенная в 80 км к югу группа Кемпирсайских месторождений, которая после распада СССР оказалась на территории Казахстана. Попытки создать Российско-Казахстанское общество по разработке этих месторождений оказались безрезультатными. Основной причиной этому послужило истощение Кемпирсайских месторождений, интенсивно эксплуатировавшихся последние полвека.

В 90-х годах в институте “Гипроникель” был проведен анализ состояния сырьевой базы ЮУНКа и обосновано положение о целесообразности использовать месторождение Буруктал в качестве основного поставщика руд. Составленным в 1992 г. ТЭО (руководитель работ А.А. Бугаев) предусматривалось внесение ряда существенных изменений в утвержденные в 1968 г. ГКЗ Мингео кондиции (см. табл. 5). Суть изменений сводилась к резкому снижению роли кобальта в стоимости конечного продукта и одновременно увеличению среднего содержания никеля в перерабатываемой руде до 1.1%.

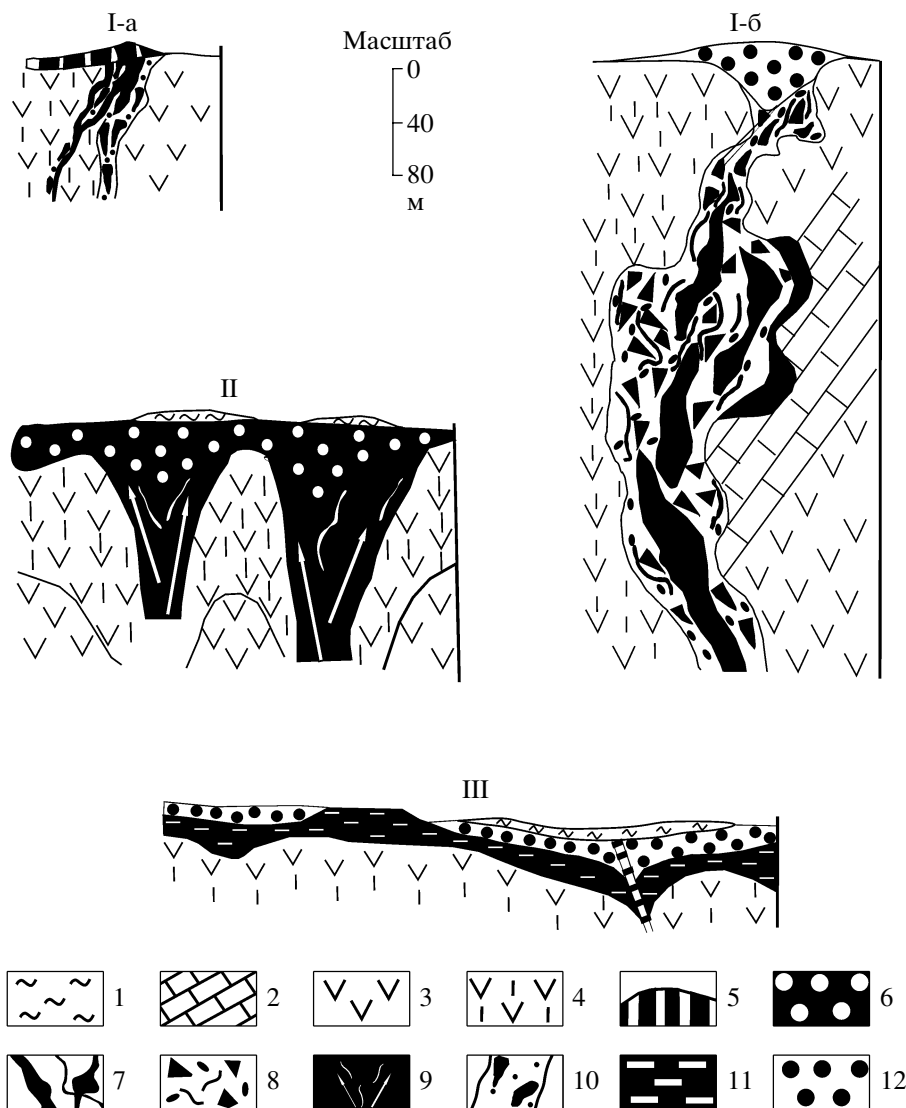


Рис. 2. Примеры разрезов различных морфологических типов залежей гипергенных руд никеля.

I – жильный тип: I-a – участок Боа-Каин (Новая Каледония) [Glasser, 1903]; I-b – Черемшанская залежь Уфалейского месторождения (Средний Урал). [Михайлов, 1997]; II – пластово-жильный тип – часть XIX профиля 3-его участка Буруктальского месторождения (Южный Урал) [Михайлов, 2002]; III – пластовый тип – участок Кемпирсайского месторождения (Мугоджары) [Григорьева, Шешукова, 1969].

1 – покровные суглинки и супеси; 2 – известняки; 3 – серпентиниты; 4 – серпентиниты гидратированные, иногда рудоносные; 5–7 – типы руд: 5 – никеленосные латериты (Ni – 1.4–2.0%), 6 – кобальт-никелевые охры (Ni – 1.1–1.3%, Co – 0.05–0.10%), 7 – кварц-гарниеритовые иногда ожелезненные желваковые и линзовидные руды (Ni – 3–5%, иногда до 10–15%); 8 – серпентинитовый приразломный меланж с гидросиликатами никеля (Ni – 0.9–2.0%); 9 – интенсивно гидратированные серпентин-талк-хлоритовые глинистые породы с реликтовой текстурой серпентинитов (Ni – 1.5–2.5%); 10 – гидратированный окварцованный и ожелезненный серпентинит с гидросиликатами никеля (Ni – 1.5–3.0%); 11 – нонтронитовые глины (Ni – 0.7–1.3%); 12 – нерудоносные кремнистые охры.

В настоящее время предложения “Гипроникеля”, еще не рассмотренные ГКЗ России, с рядом изменений применяются при начавшейся с конца 90-х годов интенсивной эксплуатации месторождения Буруктал. Сегодня комплексное Fe-Co-Ni месторождение Буруктал, по существу, эксплуатируется, как монометальное никелевое, с общими запасами никеля 715.196 тыс. тонн (см. табл. 5).

Если бы только в этом состояли “буруктальские беды”!

Все никелевые месторождения зоны гипергенеза по морфологии рудных залежей могут быть подразделены на два типа: штокверковый и пластовый (кор выветривания и латеритных покровов) (рис. 2).

Первыми объектами промышленной разработки залежей гипергенных месторождений ни-

келя в начале XX века явились жильные (“тектонические”) месторождения Новой Каледонии, содержащие 6–10% никеля [Glasser, 1903]. Богатые руды этих месторождений приурочены к зонам дробления ультрабазитов, где образуют жилы, линейные штокверки мощностью до 10–20 м. Последние скважинами прослеживались до забоя (до глубины 100–200 м). Основным носителем никеля в жильных рудах является гарниерит, находящийся в ассоциации с кварцем, халцедоном, опалом, карбонатами, оксидами железа и различными продуктами гидролиза серпентина. Средний состав руд: SiO_2 – 42.5%, Fe_2O_3 – 15–20%, MgO – 20–30%, NiO – 5–10%.

Характерным примером жильных (штокверковых) термально-гипергенных месторождений в России является Чусовская залежь Черемшанского месторождения Уфалейской группы, отработанная до глубины 240 м. Скважинами залежь вскрыта до глубины 400 м. При этом содержание никеля на забое достигало 4% (см. рис. 2).

К тому же жильному типу относятся и рудные штоки Аккермановского месторождения (Южный Урал), отработанные в 40–60-х годах до глубины 20–40 м и закрытые из-за сильного притока грунтовых вод.

Но основные мировые запасы гипергенных руд никеля все же сосредоточены в элювиальных месторождениях современного тропического пояса Земли (Новая Каледония, Куба, Бразилия, Индонезия и др.) Там они образуют пластовые тела (обычно 2–5, до 10 м), приуроченные к охристо-глинистым зонам латеритных покровов. Промышленные содержания никеля в рудах этих месторождений обычно не превышают 1.4–1.6%.

Уникальность месторождения Буруктал по сравнению с другими гипергенными месторождениями мира состоит в следующем.

1. На месторождении практически отсутствует обычно богатая никелем нонтронитовая зона.

2. Основными носителями никеля и сопутствующего кобальта являются: зона кремнистых охр (2–6 м) и залегающая ниже зона гидратированных серпентинитов.

3. Зона кремнистых охр характеризуется пониженным содержанием никеля (0.7–0.9%), но высоким кобальта (0.10–0.15%).

4. Зона гидратированных серпентинитов имеет сложное строение. Ее рудные залежи представлены изменчивыми по мощности телами гидратированных, обычно белесого (светло-серого) цвета серпентинитов, пронизанных системой рудных термально-метасоматических жил зеленовато-бурого цвета. Последние также гидратированы и наследуют реликтовую трещиноватость массива. Мощность жил колеблется от 1 до 3–5 м, а в раздувах иногда достигает 10 м. Жилы сложены преимущественно серпентин-тальк-хлорито-

выми агрегатами с гидроксидами марганца, обильной вкрапленностью мелких зерен магнетита и просечками опала, халцедона, кварца. Анализ слагающих жилы минералов показывает высокое содержание в них никеля (3–6%) и кобальта (до 0.15%) [Григорьева, 1969; Вершинин, 1996]. В то же время содержание никеля в гидратированных серпентинитах лишь незначительно превышает его кларк и в среднем составляет 0.3–0.5%.

Таким образом, при отработке зоны гидратированных серпентинитов сплошным забоем средние содержания никеля в руде окажутся 0.7–0.9%, что не позволяет рентабельно перерабатывать руду используемым на ЮУНКЕ методом шахтной плавки. В связи с этим в 2000–2001 гг. в карьере 3-ей залежи проводилась выборочная добыча руды. При этом непосредственно в забое руда разделялась на три группы: 1) “кондиционные руды” с бортовым содержанием никеля 1.03% и средним – 1.1–1.2%; 2) “бедные руды” – 1.03 – 0.9% никеля; 3) “отвал” – менее 0.9% никеля. Кондиционные руды отгружались на комбинат, бедные – складировались в технологический отвал (см. табл. 5).

Очевидно, что такая система отработки ведет к существенным невосполнимым потерям металла и, в конечном счете, к разграблению государственного достояния, добытого геологами в 50-х–70-х годах, а сегодня попавшего в руки акционеров.

Наблюдения, проведенные нами в действующем карьере, приводят к заключению о необходимости отказа от представлений о Буруктале как исключительно пластовом – элювиальном месторождении, представляющим собою никеленосную кору выветривания.

В зоне гидратированных серпентинитов отчетливо наблюдается резкая неоднородность и частая смена состава руд, что не позволяет геометризовать их в объемах, рентабельных для отработки. Богатые руды образуют субвертикальные штоки, выходы которых на поверхность зачищенных уступов проявляются в виде зеленовато-бурых пятен. Именно эти штоки, прослеженные на Буруктале до глубин 60–80 м, в литературе известны как “карманы кор выветривания” [Григорьева, 1969, Вершинин, 1996]. В действительности же это заполненные рудой бывшие пути движения рудоносных гидротерм и в настоящее время представляющие собой самостоятельные объекты отработки участков разгрузки рудоносных растворов (рис. 3).

Таким образом, месторождение Буруктал является особым морфологическим и генетическим типом гипергенных никелевых месторождений – пластово-жильный, термально-гипергенный. Разведка и эксплуатация подобных месторождений должна проводиться с учетом их специфики [Михайлов, 2000а, 2002].

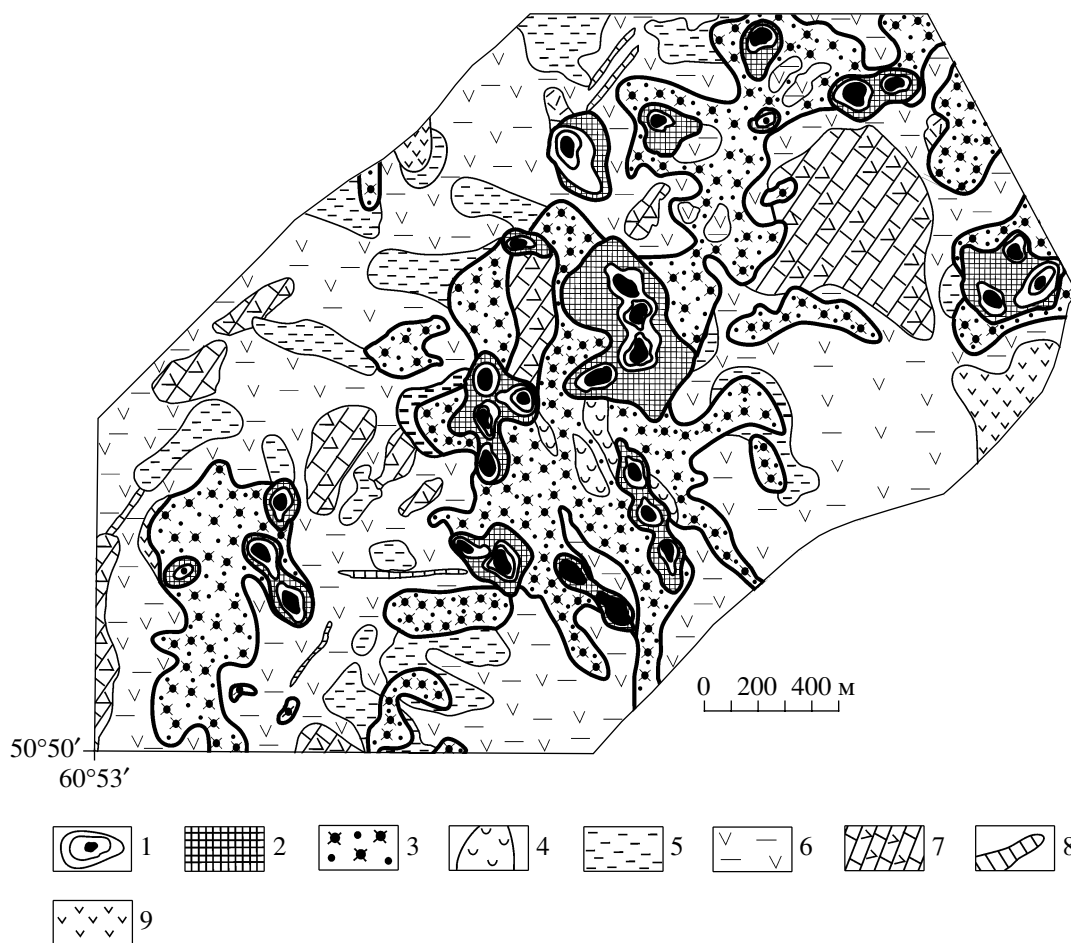


Рис. 3. Литологическая карта поздне триасового фумарольного плато. Юго-западная часть 3-его участка Буруктала. Реконструкция по материалам В.Е. Вдовиной, О.С. Герасименко, И.Г. Зюзиной с дополнениями автора (2000–2001 гг.).

1 – рудные штоки, вскрытые скважинами на глубину 80–120 м; 2 – тальк-хлорит-серпентинитовые породы – продукты переработки серпентинитов никеленосными гидротермами (образования рудоносных фумарол); 3 – охры, кремнистые охры, кобальт-никеленосные; 4 – окремненные и ожелезненные выщелоченные серпентиниты; 5 – нонtronитизированные серпентиниты, часто рудоносные; 6 – интенсивно гидратированные “пропаренные” светло-серые (белесые) серпентиниты, иногда никеленосные; 7 – карбонатизированные серпентиниты; 8 – гидратированные дайки преимущественно диоритового состава; 9 – серпентиниты.

Серовское месторождение (Еловский карьер) расположено на восточном склоне Северного Урала, на Кольском массиве ультраосновных пород. Оно состоит из нескольких изометричной формы участков, среди которых наиболее перспективен Еловский, где в конце 80-х годов был заложен карьер.

Согласно представлениям подавляющего большинства исследователей, изучавших месторождение по керну разведочных скважин, последнее приурочено к Т-Т коре выветривания, породы которой в поздней юре и раннем мелу под воздействием “инфильтрационно-метасоматических процессов подверглись сильному изменению с образованием новых комплексов минералов и пород, не свойственных корам выветривания. Главнейшими из них являются шамозитовые породы, содержащие

то или иное количество реликтовых минералов остаточной коры (Т-Т₁) и новообразованных (Т₂–К₁) – магнетита, сидерита, манганосидерита, миллерита и марказита” [Кононова и др., 1974, с. 163].

Проведенное нами в 1994 г. обследование карьера, а также последующий анализ собранного каменного материала позволили усомниться в справедливости бытующих в литературе высказываний о генезисе рудных залежей Серовского месторождения и высказать предположение о том, что на Еловском участке карьером вскрыта не никеленосная кора выветривания, не тело поверхностного гипергенеза, а верхняя часть субвертикального линейного штока диаметром около 200 м, генетически сходного с никелеворудными штоками Уфалейского и Аккермановского районов [Михайлов, 2000а].

Иначе говоря, здесь мы имеем дело с продуктами приповерхностной части никеленосной гидротермальной системы, существовавшей в период раннемезозойской тектоно-магматической активизации восточного склона Урала.

Под влиянием термальных восстановительных гидрокарбонатных (глеевых) растворов, поднимавшихся по интенсивно дробленным породам глубинного разлома (по серпентинитовому меланжу), происходил гидролиз серпентинитов, их метасоматоз с образованием специфической минеральной ассоциации: богатые никелем серпофит, шамозит, хлорит, миллерит, гарниерит, другие гидросиликаты никеля, а также тальк, карбонаты (см. работы В.М. Григорьевой, Е.Н. Куземкиной, Л.И. Кононовой). Рудообразующие гидротермы местами непосредственно изливались на поверхность, образуя своеобразные фумарольные покровы, естественно, лишенные органического вещества. Обогащение осадков никелем было обусловлено прохождением термальных вод через серпентинитовый меланж.

Если наши предположения окажутся верными, то искать залежи качественных руд никеля надо не в площадной коре выветривания ультрабазитовых интрузий, а в зонах глубинных разломов, секущих эти массивы. Таковыми, в первую очередь, являются: вся зона Главного Уральского надвига, региональные разломы, обрамляющие Магнитогорский, Тагильский синклиории и др.

О золотоносности гипергенных покровов

Гипергенные покровы – наиболее богатые золотом геологические тела. Из приуроченных к ним аллювиальных, делювиальных, пролювиальных, элювиальных, карстовых разновозрастных россыпей добыта основная масса уральского золота. Изучению состава, строения и промышленной значимости россыпей посвящена обширная литература. Ниже мы остановимся лишь на дискуссионной проблеме выделения и оценки золотых месторождений типа термального гипергенеза [Михайлов, 1999].

За последние десятилетия в мезозойско-кайнозойских гипергенных покровах многих стран мира открыты крупные месторождения тонкодисперсного “свободного” золота. Субстратом этих месторождений часто бывают кварцево-мусковитовые сланцы с парагонитом, хлоритом и линзовидными прослоями известняков. Первичное оруденение обычно представлено бедными прожилково-вкрапленными золото-сульфидными рудами, не пригодными для промышленной отработки методом цианирования. На Урале к месторождениям подобного типа могут быть отнесены: Кировское, Светлинское (Южный Урал), Воронцовское (Средний Урал), Каталамби-Ю (Приполярный Урал) и др.

[Риндзюнская и др., 1995; Савельева, 1997 и др.]. Рудные тела этих месторождений сложены глинистыми каолинит-серицитовыми породами иногда с парагонитом. Тонкодисперсное золото в них находится в свободном виде (преобладают частицы менее 0.3 мкм). Встречается также новообразованное золото в виде тонких пленок, глобулей обычно высокой пробы. Именно такие гипергенные руды, содержащие 5–10 и более г/т золота, являются наиболее благоприятным сырьем для переработки экономичным и широко применяемым за рубежом методом цианирования.

Рудные залежи этих месторождений большинством исследователей относятся к элювиальному, линейно-трещинному, контактово-карстовому морфологическим типам золотоносных кор выветривания. Но и подразделение залежей на эти типы вызывает серьезные сомнения.

Все карьеры таких эксплуатируемых месторождений – круглые и соответствуют выходам на поверхность субвертикальных золоторудных гидратированных штоков. Последние вскрыты скважинами до глубин в первые сотни метров. Золоторудные штоки часто секут границы карбонатных пород, а в ряде случаев полностью локализируются в сланцах.

В 80-х годах по программам научно исследовательских работ Мингео СССР группа геологов провела исследования по изучению рудоносности сферы гипергенеза. В процессе работ была обоснована необходимость выделения термального гипергенеза как особого комплекса процессов и явлений, которые происходят в приповерхностной части Земли под воздействием проникающих в нее различных термальных флюидов (см. табл. 1). Возникающие при этом гипергенные тела обычно относятся к верхним частям гидротермальных систем. Рудоносность их обусловлена привнесением в зону гипергенеза вещества глубинными термальными растворами и осаждением рудных компонентов на сугубо гипергенных барьерах – при уменьшении температуры, давления, за счет органической, коллоидной сорбции, смены рН, Eh и др. [Изучение..., 1995; Прогнозная оценка..., 1998].

Применительно к золоторудным объектам разработанная модель термального гипергенеза была нами впервые использована при изучении золоторудных месторождений Средней Азии (Кокпатас, Чульбой) [Изучение..., 1995]. В 1998–99 гг. мы применили эту модель для объяснения генезиса Кировского месторождения золота, расположенного на северо-востоке Оренбургской области на границе Восточно-Уральского поднятия и Магнитогорского прогиба.

Кировское месторождение. Приурочено к карбонатно-углисто-терригенной толще нижнего карбона, выполняющей Кировский грабен.

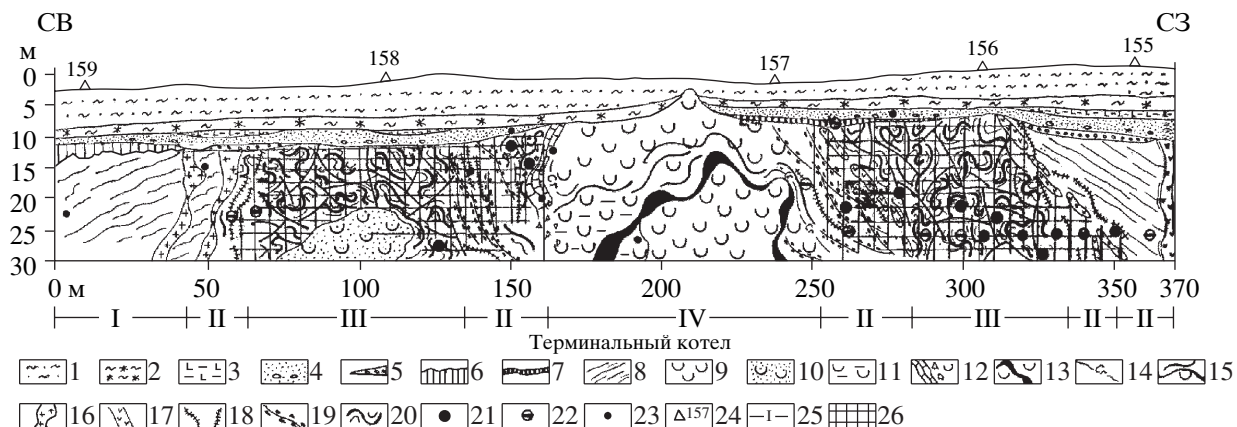


Рис. 4. Разрез по карьере Кировского месторождения.

1 – суглинки и супеси буровато-серые, местами лессовидные – N_2-Q ; 2 – суглинки красновато-серые известковистые с линзами, прослоями гравия и щебня – N_2 , жиландинская свита; 3 – глины зеленовато-серые, комковатые с оксидно-марганцовистыми примазками и редкими железомарганцевыми бобовинами; в основании часто щебень и галька – N_1 , аральская (светлинская) свита; 4 – алевриты и мелкозернистые пески, глинистые буровато-желтого цвета, в основании прослой ожелезненного песка и гальки – P_3 , чиликтинская свита (?); 5 – конгломерат и конглобрекция из разно-размерных галек кварца и ожелезненных окварцованных пород с кварцевым и известковистым цементом – T_3 (?); 6 – глины светло-серые до белых, каолинистые с реликтовой структурой сланцев – элювий углистых кварцевослюдистых сланцев нижнего карбона – K_{1-2} ; 7 – кварцит серый с редкими включениями сидерита – T_3 ; 8 – слабо гидратированные углистые кварц-серицитовые сланцы, алевролиты, песчаники, туффиты, частично окварцованные – C_1 ; 9 – маршаллит белый с желваками молочно-белого кварца; 10 – маршаллит алевритистый желтовато-белый; 11 – маршаллит глинистый каолинист-серицитовый; 12 – известняк дробленый рыхлый с отпечатками спикул губок, местами окремненный; 13 – серые и темно-серые волнистые прослой маршаллита; 14 – тонкие прерывистые прослойки зеленых хромсодержащих смектитовых глин; 15 – тонкие иногда нитевидные прослойки серых смектитовых глин; 16 – гидратированные, местами окварцованные дайки преимущественно диоритового состава; 17 – гидратированные, местами окварцованные дайки диабаза; 18 – кварцевые жилы и просечки; 19 – участки интенсивных трещинных срывов, сопровождающиеся ожелезнением пород и образованием бурожелезняковых жеод и стяжений; 20 – интенсивно гидратированные углистые кварцево-слюдистые сланцы, перемятые, с многочисленными трещинами и срывами, превращенные в глину блекло-серого цвета, местами с обилием гнезд вторичного кварца, иногда с кристаллами карбонатов, сгустки коллоидного изотропного вещества, часто промышленно золотосные; 21–23 – содержание золота: 21 – более 0.5 г/т, 22 – 0.1 – 0.5 г/т, 23 – 0.01 – 0.1 г/т; 24 – точки пересечения буровых профилей; 25 – зоны термального котла от внешнего края к центру: I – слабогидратированные углисто-кварцево-слюдистые сланцы с линзами известняков (биогермамы, рифами), II – зона гидротермально измененных даек, обрамляющих термальный котел, III – золоторудная зона, IV – маршаллитизированный риф; 26 – золоторудное тело.

Рудные тела тяготеют к тектонической зоне, подвижки по которой неоднократно возобновлялись вплоть до $N-Q$ времени. В коренных породах отмечается лишь убогая минерализация (до 0.1–0.5 г/т Au), связанная с маломощными зонами пиритизации, содержащими кварцевые прожилки. Промышленные содержания золота (5–10 и более г/т), по мнению упомянутых исследователей, приурочены исключительно к линейной каолинист-гидрослюдистой коре выветривания, мощность которой на месторождении превышает 300 м.

На рудном теле был задан карьер, глубина которого к осени 1998 г. достигла 30 м. Проведенное нами в это время описание стенок карьера, а затем изучение собранной коллекции позволило установить следующее (рис. 4).

Под осадочным $N-Q$ покровом мощностью 4–12 м в СВ части карьера обнажается тело преимущественно каолинист-серицитовых и серицитовых, практически безрудных маршаллитов мощностью около 70 м, содержащих желваки и небольшие лин-

зы кварца. По данным Е.В. Толмачевой, температура образования желваков – первые сотни градусов. Тело, вероятно, представляет собой гидротермально маршаллитизированный риф, залегающий в морской толще нижнего карбона. Неизменные остатки рифа, сложенные органогенным известняком, сохранились в северо-западном его окончании. Риф перекрыт пластом (0.5 м) серого высокотемпературного альфа-кварца, который по простиранию замещается конглобрекцией верхнего триаса (?).

По контактам рифа с вмещающими породами отмечается 30-ти метровая слабо рудоносная зона дробления с мелкими просечками кварца и ожелезнением. Сланцы, алевролиты, песчаники зоны интенсивно гидратированы, обогащены вторичным кварцем. Местами содержание Fe_2O_3 в них достигает 20–25% при 4% K_2O и около 1% Na_2O .

Все перечисленное выше очевидно исключает образование подобных пород в коре выветривания.

Далее следует рудное тело, сложенное преимущественно сланцами, интенсивно перемятыми, гидратированными, неоднократно подвергавшимися кремнистому метасоматозу и содержащими тонкодисперсное “свободное” золото (до 20 г/т). Средний химический состав руды: SiO_2 – 53–57%, TiO_2 – 1.6–2.0%, Al_2O_3 – 23–26%, Fe_2O_3 – 2–3%, MnO – 0.01–0.03%, MgO – 0.15–0.50%, CaO – 0.2–0.3%, Na_2O – 0.8–2.0%, K_2O – 3–4%, ппп – 5–8%. Мощность рудного тела – 20–60 м.

С внешней стороны рудная залежь ограничена серией даек и кварцевых прожилков, за которыми следуют слабо дислоцированные и менее гидратированные углисто-кремнисто-серицитовые сланцы, алевролиты, песчаники без золотого оруденения. Следов развития на и вокруг месторождения мощной толщи элювия не наблюдается.

Анализ собранных материалов, а также сопоставление их с аналогичными изучавшимися нами объектами позволяют высказать ряд соображений о генезисе подобных месторождений и критериях их поисков.

Образование подобных месторождений происходило в два этапа.

1. В позднем палеозое (C_{2-3}) возникла мощная зона глубинных разломов по восточной окраине Магнитогорского синклинория, что сопровождалось серией разноамплитудных дислокаций, формированием протяженных зон меланжа и регионального, существенно кремнистого метасоматоза, а также убогой сульфидно-золоторудной минерализацией. Происходило внедрение даек различного состава.

2. В позднем триасе (T_3), на заключительном этапе тектоно-магматической активизации вдоль зон древних разломов возникли очаги рудоносной термальной деятельности. Последние представляли собой субвертикальные образования округлого сечения – линейные штоки, “термальные окна”, по которым рудные растворы поднимались из недр и привносили в сферу гипергенеза золото, вероятно, в форме хлоридных комплексов. Вблизи дневной поверхности в зонах окисления, спада давления и температуры при взаимодействии экзо- и эндогенных процессов возникали высокоградиентные системы – “термальные котлы” диаметром до 100–150 м, благоприятные для “пропаривания”, интенсивного гидролиза, дифференциации вещества и формирования промышленных золоторудных концентраций.

Кировское месторождение – один из примеров золоторудного термального котла.

Основными поисковыми признаками подобных месторождений являются: 1) обязательная приуроченность месторождений к зоне гипергенеза; 2) древние глубинные разломы, секущие отложения с наложенным кремнистым метасоматозом и золотой минерализацией (>0.01 г/т Au);

3) раннемезозойские термальные котлы и окна, проникающие сквозь приразломный меланж, что сопровождается интенсивным гидролизом вещества до глубин во многие десятки и сотни метров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное обобщение и анализ преимущественно авторских материалов по гипергенной металлогении Урала позволяет утверждать, что минерально-сырьевую базу Урала составляли и до сих пор составляют главным образом месторождения, промышленные залежи которых формировались в гипергенных покровах разновозрастных зон гипергенеза.

Гипергенные месторождения, как правило, полихронны. Образование их происходило на протяжении всего породного круговорота вещества в природе: от стадий седименто- и сингенеза, последующих стадий диа-, ката-, мета-, эпигенеза и завершалось на стадии гипергенеза возникновением наиболее полно дифференцированных комплексов пород, которые сегодня содержат подавляющее большинство залежей богатых руд железа, марганца, никеля, глинозема, золота и других видов минерального сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Бусыгин Б.Д. и др.* Путеводитель геологической экспедиции семинара “Литогенез и эпигенетическое рудообразование в рифейских осадочных толщах Южного Урала”. Свердловск: Изд-во УФАН СССР, 1989. 4 с.
- Богатырев Б.А., Демина В.Н., Жуков В.В.* Первично-гипергенная природа метаморфизованных высокоглиноземистых кембрийских образований западного склона Приполярного Урала // Информационные материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 36–37.
- Бокситоносные комплексы Урала / Под ред. Михайлова Б.М. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1987. Т. 344. 229 с.
- Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
- Вернадский В.И.* Биосфера и ноосфера. М.: Наука, 1989. 259 с.
- Вершинин А.С.* Месторождения никеля на Урале // Горный журнал. 1996. № 8–9. С. 23–57.
- Винокуров П.К., Гуткин Е.С.* К вопросу о коре выветривания и ее связи с бокситами Северо-Уральского бассейна // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 114–119.
- Геолого-генетические модели месторождений зоны гипергенеза / Под ред. Михайлова Б.М. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1993. 30 с.
- Григорьева В.М.* Распределение никеля, кобальта, шлакообразующих по минералам и промышленным типам окисленных никелевых руд // Тр. ин-та ГИПРОНИКЕЛЬ. Вып. 39–40. 1969. С. 27–77.

- Григорьева В.М., Шешукова Г.М. Генетические типы промышленных месторождений кобальт-никелевых руд коры выветривания // Тр. ин-та ГИПРОНИКЕЛЬ. Вып. 39–40. 1969. С. 5–26.
- Гузовский Л.А. Распространение древних кор выветривания на Урале // Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 2. 1971. С. 100–112.
- Изучение и картирование зон гипергенеза / Под ред. Михайлова Б.М. СПб.: Недра, 1995. 189 с.
- Козловский Е.А. Россия: минерально-сырьевая политика и национальная безопасность. М.: Изд-во Московского горного ун-та, 2002. 856 с.
- Кононова Л.И., Бородина К.Г., Вахмянина И.Д. Серовское месторождение гипергенного никеля // Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974. С. 163–172.
- Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В. и др. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург: РИСО ОАО Уральской ГСЭ, 1999. 120 с.
- Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. М.: Недра, 1993. 160 с.
- Масленников В.В., Зайков В.В., Теленков О.Е. О выделении генетических типов металллоносных отложений на колчеданных месторождениях Урала // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. С. 163–185.
- Михайлов Б.М. О терминологии глиноземных пород // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 92–100.
- Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986а. 238 с.
- Михайлов Б.М. Марганцевые руды зоны гипергенеза // Геология рудных месторождений. 1986. Т. 40. № 4. С. 399–400.
- Михайлов Б.М. Условия локализации хемогенно-осадочных глиноземных пород // Советская геология. 1988. № 7. С. 10–19.
- Михайлов Б.М. Особенности докембрийского гипергенеза // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 60–78.
- Михайлов Б.М. Особенности континентального перерыва R_1 – R_2 на железорудных месторождениях Бокала (Южный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 532–542.
- Михайлов Б.М. О генезисе никелевых руд Уфалея (Средний Урал) // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 3–13.
- Михайлов Б.М. Сравнительная характеристика двух этапов мезозойского бокситообразования на Урале // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 1. С. 42–50.
- Михайлов Б.М. Термальный гипергенез на Кировском месторождении золота (Южный Урал) // Тезисы Международной конференции “Проблемы геологии и разведки месторождений золота”. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999. С. 18–20.
- Михайлов Б.М. Гипергенная стадия литогенеза и ее металлогения // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. М.: ГЕОС, 2000а. С. 39–43.
- Михайлов Б.М. Никелевые руды Урала // Литология и полез. ископаемые. 2000б. № 4. С. 397–412.
- Михайлов Б.М. Актуальные проблемы прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 1. С. 3–16.
- Михайлов Б.М. Перспективы развития сырьевой базы никелевой промышленности Урала // Региональная геология и металлогения. 2002. № 15. С. 97–108.
- Михайлов Б.М., Горбачев Б.Ф., Харлашин А.П. и др. Прогнозная оценка зон гипергенеза на твердые полезные ископаемые при геологической съемке м-ба 1 : 50000–1 : 200000. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 78 с.
- Михайлов Б.М., Иванов Л.А. Проблемы Буруктала (Fe-Co-Ni месторождение, Южный Урал) // Руды и металлы. 2003. № 1. С. 5–12.
- Михайлов Б.М., Куликова Г.В., Земов В.А. К вопросу о генезисе бокситов бассейна р. Кары (Полярный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 70–83.
- Никитин К.К. Древняя кора выветривания Буруктальского массива ультраосновных пород // Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 69. 1962. 191 с.
- Ноздрин П.И. Новые данные о нахождении мезозойских бокситов на восточном склоне Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 4. С. 106–111.
- Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1998. 412 с.
- Одокий Б.Н. Расширение минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности за счет глиноземно-железистых пород // Прогнозирование месторождений бокситов М.: Изд-во ВИМС, 1984. С. 122–129.
- Озеров В.С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.
- Оллиер К. Выветривание / Перевод с английского. М.: Недра, 1987. 346 с.
- Перельман А. Н. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1966. 392 с.
- Платонов Е.Г., Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хой-Новоземельского региона // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 4. С. 76–89.
- Прогнозная оценка зон гипергенеза на твердые полезные ископаемые (Методическое пособие) / Под ред. Михайлова Б.М. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 75 с.
- Прошин Ю.М., Горелов В.Е. Состояние и перспективы развития сырьевой базы цветной металлургии. Никель // Минеральные ресурсы России. № 1. 1997. С. 3–6.
- Риндзюнская Н.М., Берзон Р.О., Полякова Т.П. и др. Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания. М.: ЦНИГРИ, 1995. 72 с.
- Савельева К.П. Рудоносные коры выветривания Урала // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Изд-во МАМР, Уральское отделение, 1997. С. 210–225.
- Сигов А.П., Шуб В.С. Докембрийские пенеплены и коры выветривания // Докембрийские коры выветривания. М.: Изд-во ВИМС, 1975. С. 172–179.
- Соловьев Ю.С. Диабазы Бакала и их отношение к рудной минерализации // Зап. Всесоюз. мин. об-ва. Серия П. Ч. 80. Вып. 4. 1951. С. 273–282.

- Стукалов А.И., Муфтахов А.С.* Основные направления развития комбината “Южуралникель” // Горный журнал. 1996. № 8–9. С. 112–116.
- Сустанов С.Г.* Минералогия марганца // Горный журнал. 1997. № 3–4. С. 15–22.
- Ушаков Н.А.* Бакальские железорудные месторождения на Южном Урале // Главнейшие железорудные месторождения СССР. Т. 11. Л., М., Новосибирск: Изд-во Госгоргеолнефть, 1934. С. 236–267.
- Эдельштейн И.И.* Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. М.: Наука, 1968. 200 с.
- Янаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Glasser M.E.* Les Richesses minerales de la Nouvelle-Caledonie // Annales des mines. 1903. Ser. X. T. IV. P. 503–520.
- Retallak G.* Reappraisal of a 2200 ma-old paleosol near Waterval Onder, South Africa // Precambrian Res. 1986. P. 195–232.
- Varentsov L.M.* Manganese Ore of Supergene Zone. Geochemistry of Formation // Solid Earth Sciences Library. V. 8. Amsterdam: Dordrecyteral Kinwer Acad. Publ., 1996. 356 p.